Kaltfronten und präfrontale Vorgänge über Lindenberg in der unteren Troposphäre

Inaugural-Dissertation
zur Erlangung der Doktorwürde
genehmigt von der Philosophischen Fakultät
der Friedrich-Wilhelms-Universität zu Berlin

von

Fritz-Arthur Berson
aus Berlin

Tag der mündlichen Prüfung 17. Mai 1934
Tag der Promotion 27. Juli 1934

Jena 1934

Universitäts-Buchdruckerei G. Neuenhahn, G. m. b. H., Jena

420

Referenten: Prof. Dr. H. v. Ficker
Prof. Dr. A. Defant

R. UNIV.
BIBLIOTHEEK
LEIDEN

Mit Genehmigung der Fakultät
kommt hier nur der erste Teil der ganzen Arbeit zum Abdruck.

Inhaltsübersicht

Seite

Einleitung 5

I. Klassifizierung zweier Haupttypen aus Mittelwertsergebnissen

A. Material 7

B. Methodisches 8

C. Präfrontale und frontale Zustandsänderungen

1. allein in zeitlicher Abhängigkeit von der Frontpassage . . 11

2. bei präfrontalem Temperaturfall (Typus A) 13

3. bei präfrontal ungestörter Warmluft oder präfrontaler Erwärmung (Typus B) 22

D. Zusammenhang mit dem Schema der zusammengesetzten Depression v. Fickers und den Wettertypen Muegges 29

II. Darstellung an Einzelfällen

A. Der Kälteeinbruch vom 7. März 1921 36

B. Der Kälteeinbruch vom 20. Juni 1930 37

C. Der Kälteeinbruch vom 6. Juli 1922 37

Zusammenfassung 39

Literaturverzeichnis 41

Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/IA41550810_0117

Einleitung.

Die vorliegende Arbeit schließt an *v. Fickers* (3) grundlegende Untersuchungen der Kälteeinbrüche an Hand der älteren Reihe (1906—16) der „Arbeiten des Kgl. Preuß. Aeronautischen Observatoriums" an.

Abschnitt b dieser Untersuchungen bildet den Ausgangspunkt zu der vorliegenden Arbeit. Er behandlt die Abkühlung in der Höhe als Vorläufer des Kälteeinbruchs. Daß diese dem „gewöhnlich durch sehr auffällige Wetterveränderungen charakterisierten Kälteeinbruch in der Tiefe vorausgehende Abkühlung höherer Luftschichten nichts mit den später in der Tiefe einbrechenden Luftmassen zu tun hat", wird vorausgeschickt. Aus Mittelwerten und der Diskussion zweier Einzelfälle, in denen dieses Vorstadium gut ausgeprägt ist, wird eine zwanglose Erklärung der Erscheinung hergeleitet: daß nämlich „die durch den Kälteeinbruch vom Boden verdrängten und unter Abkühlung aufsteigenden Luftmassen mit der rascheren Westströmung der Höhe der Kältewelle vorauseilen, wodurch Umlagerung der Luft vor der Front der Kältewelle (Böenlinie) begünstigt wird".

Die Abkühlung höherer Luftschichten vor einem Kälteeinbruch ist auch von *Palmén* (9) an einem Einzelfall untersucht worden. *Palmén* gibt der Erscheinung die Bezeichnung „präfrontaler Temperaturfall". Als Diagnostika dafür, daß die kälteren Luftmassen in der Höhe an der Kaltfront gehobene Warmluft darstellen, gelten bei ihm hoher vertikaler Temperaturgradient, stetige Zunahme der relativen Feuchtigkeit bzw. Konstanz der spezifischen Feuchtigkeit mit der Höhe oberhalb ungestörter Warmluft, die in jenem Fall bis ca. 1000 m anzutreffen war.

Scherhag (14) stellt in seiner Arbeit über die atmosphärischen Zustände bei Gewittern aufs neue die Abkühlung oberer Luftschichten vor den „Westgewittern" fest. Die Bedeutung der Erscheinung für die Fortpflanzung der Gewitter wird von ihm eingehend untersucht und klargestellt, während er aber hinsichtlich der tatsächlichen Entstehungsweise der Abkühlung keine zwingenden Beweise liefert. Gerade die letztere aber steht hier zur Diskussion.

Es lag also nahe, die Allgemeingültigkeit der Erklärung der präfrontalen Abkühlung, wie sie *v. Ficker* und *Palmén* soweit überein-

stimmend geben, an Hand des Lindenberger Materials nach den in der Aerologie üblichen Untersuchungsmethoden nachzuprüfen und das Ergebnis an Einzelfällen zu diskutieren. Das erstere geschah bei den Vorarbeiten zu der vorliegenden Untersuchung. Dabei zeigte sich, daß eine große Anzahl von Möglichkeiten hinsichtlich der Art des Auftretens präfrontalen Temperaturfalls (nach Höhe, Intensität, Zeit, Begleiterscheinungen usw.) hervortrat, die „unter Dach und Fach zu bringen" entweder nur mit einer instrumentellkritischen Würdigung des gesamten Zahlenmaterials oder auf synoptisch-aerologische Weise möglich ist. Beide Methoden kamen für die vorliegende Untersuchung nicht in Betracht.

Die Tatsache, daß der präfrontale Temperaturfall in zahlreichen Fällen, namentlich bei sommerlichen Kälteeinbrüchen, bis mehrere Kilometer hinauf nicht festzustellen war, führte zusammen mit den obigen Überlegungen und Ergebnissen zu einer weniger physikalischen und quantitativen, als vielmehr schematisch vergleichenden und qualitativen, aerologischen Untersuchungsmethode, die aber unter Zugrundelegung ausgewählter Beobachtungsgrößen und aus ihnen berechneter, abgeleiteter Werte das Herausschälen zweier eigentlicher Haupttypen im Vorstadium des Kälteeinbruchs ermöglichte. Der Nachteil der gewählten Darstellungsart liegt nur darin, daß dort, wo im Einzelfall der Vorgang vollständiger und bis zu größeren Höhen beschrieben und erklärt werden kann, manches offengelassen oder durch Hinweis auf Einzelfälle ergänzt werden muß.

Inwieweit die Untersuchung, die sich auf eingeschränktes Material stützt und von der speziellen Frage der präfrontalen Abkühlung ihren eigentlichen Ausgangspunkt nimmt, sich auch auf weitere, damit in engerem Zusammenhang stehende und übergeordnete Fragen ausdehnt, geht aus der Inhaltsübersicht hervor. Es ist die Berührung dieser Fragen, welche eine breitere Anlage in der tabellarischen Verarbeitung des Zahlenmaterials von vornherein gebietet. — Der ausführlichen Darstellung typischer Einzelfälle ist der zweite Teil der Arbeit vorbehalten.

I. Klassifizierung zweier Haupttypen aus Mittelwertsergebnissen.

A. Material.

Das mir freundlicherweise zur Einsicht überlassene Material ist den Jahrgängen 1919—31 der Arbeiten des Preuß. Aeronaut. Observatoriums bei Lindenberg entnommen, von denen die Jahrgänge 1919—22 und 1925 bisher nicht publiziert worden sind. Die Ergebnisse der Drachen-, Fessel- und Registrierballonaufstiege, die an dieser Stelle benutzt werden, wurden mit den Originalauswertungen verglichen und nötigenfalls korrigiert.

Zur Auffindung der Stunde von Frontpassagen über Lindenberg standen mir die dortigen fortlaufenden Registrierungen der Bodenwerte von Temperatur, Luftdruck und relativer Feuchtigkeit, sowie die Stundenwerte des Bodenwindes zur Verfügung; ferner die Witterungsjournale von Lindenberg und die täglichen Wetterkarten und -berichte der Deutschen Seewarte zu Hamburg.

Im folgenden sind die hauptsächlichsten Gesichtspunkte aufgeführt, nach denen die aus sachlichen Gründen ratsame Einschränkung des Materials geschieht:

1. Kälteeinbrüche aus den NE- und SE-Quadranten bleiben ganz unberücksichtigt. Ihr erfahrungsgemäß von den übrigen Kälteeinbrüchen stark abweichender Verlauf — vgl. *Schneider* (15) — läßt es ratsam erscheinen, sie im vorliegenden Fall auszuschließen.
2. Kälteeinbrüche der Monate Dezember, Januar und Februar werden ebenfalls ausgeschlossen. Die örtlichen oder regional bedingten, oft intensiven Abkühlungsvorgänge der untersten Luftschichten wirken, da sie nicht allein in den aktiven Kaltluftmassen vorkommen, recht erschwerend für die Einordnung solcher Fälle in eine allgemeinmögliche Behandlungsweise. Ferner verlieren die Feuchtigkeitsregistrierungen bei extremtiefen Temperaturen, welche in diesen Monaten in allen Höhen vorkommen, an Zuverlässigkeit. Beide Umstände wirken nicht selten in der gleichen Richtung.
3. Es werden nur Zustandskurven solcher Fälle verwertet, bei denen zugleich mindestens zwei präfrontale Aufstiege bis

3000 m und mindestens ein postfrontaler Aufstieg bis 2500 m vorliegen. Wenn möglich tritt auch Extrapolation an die Stelle der Ausscheidung eines ganzen Falles.

4. Unter präfrontal wird in diesem Zusammenhang jeder Aufstieg begriffen, der noch nicht die aktive Kaltluft eines in Mitteleuropa als Kältewelle einbrechenden polaren oder maritimen Luftkörpers über dem Orte anzeigt. Okklusionen sind von der Betrachtung nicht ausgeschlossen.
5. Aufstiege, die auch noch in Höhen über 3 km offensichtlich örtliche Vertikalströme registrieren, bleiben unberücksichtigt.

Auf die Frage nach der Verwendung (ob Auf- oder Abstieg usw.) und Bearbeitung des also herausgesuchten Materials soll hier nicht näher eingegangen werden. Es wird nach der dafür üblichen Methode verfahren.

B. Methodisches.

Es werden folgende, z. T. abgeleitete Größen als geeignet für eine Charakterisierung der Vertikalzustände gewählt —, geeignet ausschließlich im Hinblick auf die späteren speziellen Untersuchungen mittels derselben:

Die Differenz der äquivalentpotentiellen Temperaturen zwischen einem noch anzugebenden unteren bzw. oberen Niveau, die Windgeschwindigkeit und -richtung, sowie auch die relative Feuchtigkeit im oberen, die vertikale Änderung der Windrichtung (Drehung des Windes) und -geschwindigkeit zwischen oberem und unterem Niveau.

Die äquivalentpotentielle Temperatur wird nach der Formel für die Äquivalenttemperatur von *Robitzsch* (11) durch die aus Beobachtungsgrößen berechenbare Größe

$$\theta = \vartheta + a \cdot {}^{e}/_{b}$$

dargestellt. Es bedeuten ϑ die potentielle Temperatur in ° C, hier auf 750 mm Hg bezogen, e die Dampfspannung in mm Hg, welche aus der registrierten relativen Feuchtigkeit vermittels der dazu dienenden Tabellen gefunden wird, b der Luftdruck in mm Hg und a eine Konstante, die hier ohne Bedenken zu 1570 angenommen werden darf, da es sich um Mittelwertsbildung der Differenzen von θ zwischen Luftmassen handelt, in denen evtl. vorkommende Dampfsättigung in der weitaus größten Anzahl auf Wasser zu beziehen ist.

Die äquivalentpotentielle Temperatur wird nicht etwa in die Betrachtungen eingeführt, um mit ihrer Hilfe die Stabilität der Luftkörper des näheren zu untersuchen, sondern vielmehr aus folgenden zwei Gründen: 1. ist sie geeignet, zwei übereinanderliegende Luftkörper verschiedener geographischer Herkunft zu diagnostizieren, weil sie implicite die Äquivalenttemperatur enthält, die ihrerseits als ein Maß für den Gesamtwärmeinhalt der Luft anzusehen ist; 2. ermöglicht sie es, stattgefundene Vertikalbewegung einer Luftmasse zu verifizieren.

Zu 2: Wie *Robitzsch* (10) theoretisch nachgewiesen hat, bleibt die äquivalentpotentielle Temperatur einer adiabatische Prozesse durchlaufenden Luftmasse konstant (sofern kein Wasserdampf zugeführt wird). Insbesondere ist sie dann auch oberhalb des Kondensationsniveaus eine Invariante.

Erfolgte die Vertikalbewegung, welche zu verifizieren ist, lediglich in einer Richtung (also nur aufwärts oder nur abwärts), so bleibt die äquivalentpotentielle Temperatur einer gesättigt-feuchten Luftmasse selbst dann konstant, wenn Kondensationsprodukte aus ihr herausfallen bzw. ihr von außen her zugeführt werden; denn die fiktive Abwärtsbewegung der Luft auf den Druck von 750 mm Hg, welcher Vorgang der obigen Definition von ϑ zugrunde liegt, geht nach der Trockenadiabate vor sich, d. h. ϑ wird aus den drei Größen: Lufttemperatur, Luftdruck und Feuchtigkeitsgehalt in gasförmigem Zustand berechnet, während der Feuchtigkeitsgehalt des flüssigen und festen Zustandes — den ja die Aerologie auch gar nicht direkt mißt — unberücksichtigt bleibt. Es ist also die in der Definitionsgleichung enthaltene Größe ϑ nicht eigentlich die wahre potentielle Temperatur der Wolkenluft — d. i. also diejenige Temperatur, welche sie annehmen würde, wenn sie unter Suspendierung ihres totalen Feuchtigkeitsgehaltes adiabatisch auf den Druck 750 mm Hg gebracht werden würde —, sondern die wahre potentielle Temperatur der jeweils (nahezu) völlig ausgeregneten Luft.

Daraus ergibt sich demnach, daß pseudoadiabatische Zustandsänderungen der Luft die Konstanz des zu ihr gehörigen θ-Wertes unberührt lassen, sofern nur diese Zustandsänderungen entweder lediglich durch Aufwärts- oder lediglich durch Abwärtsbewegung der Luft verursacht werden (bzw. durch Druckerniedrigung oder Druckerhöhung). Der erstere Fall, alleinige oder durchaus überwiegende Aufwärtsbewegung einer bestimmten Luftmasse, ist bei frontal aufsteigender und der Front in der Höhe vorauseilender Luft durch Einführung von θ mithin unschwer zu verifizieren.

Andererseits kann man mit Hilfe von Luftdruck, potentieller Temperatur und spezifischer Feuchtigkeit einer analysierten Luft-

masse auf in der Vergangenheit stattgefundene Vertikalbewegung derselben nur Rückschlüsse ziehen, wenn man entweder über das Ausgangsniveau oder über die Ausgangswerte der Temperatur und Feuchtigkeit bestimmte Angaben zur Verfügung hat. Wie *v. Ficker* (4) gezeigt hat, ist man imstande, auf diese Weise die sonst empirisch schwer verfolgbaren vom Boden aufsteigenden Luftströme (die vertikale Großkonvektion) heiterer Sommertage und ihren Einfluß auf die örtliche Umschichtung der in diesem Prozeß einbezogenen Luftmassen bis ins Detail zu erforschen. Dabei ist aber vorausgesetzt, daß es sich um einen an sich als homogen zu betrachtenden Luftkörper handelt, so daß im Falle horizontaler Luftversetzung, die normalerweise vorhanden ist, also durch Advektion keine Veränderungen (jedenfalls nicht bis zur oberen Grenze der Konvektionsströmungen) der Zustandsgrößen zustande kommen können.

Im präfrontalen Bereich einer Kaltfront (der sich übrigens nach Ziff. 4 S. 8 durchaus nicht mit dem Warmsektor am Boden zu decken braucht) muß man aber gerade mit solchen Zustandsänderungen durch Advektion rechnen, da an der Front der Kältewelle Gleichgewichtsstörungen größten Umfanges in der Vertikalen auftreten, die sich nach der in der Einleitung angegebenen Weise in der Höhe oberhalb der ungestörten Warmluft zu erkennen geben. Nun ist das Ausgangsniveau des aus dem ursprünglichen Gleichgewicht geratenen Luftteilchens nicht bekannt. Rekonstruiert man es aber umgekehrt mit Hilfe der bekannten, am präfrontalen Ort beobachteten Größen (Temperatur, Druck, Feuchtigkeit), so versagt auch diese Methode, wenn in der neuen Gleichgewichtslage z. B. das Kondensationsstadium erreicht ist, weil nun wiederum der tatsächliche Beginn der Kondensation, die Kondensationshöhe, nicht bekannt ist.

Die äquivalentpotentielle Temperatur bietet nach Obigem die Möglichkeit, auch in diesem Fall die für stattgefundene Vertikalbewegung notwendige, wenn auch noch nicht hinreichende, Bedingung aufzustellen. Darauf soll im Abschnitt I. C. 2 näher eingegangen werden.

Aus den vorangegangenen Betrachtungen ergibt sich von selbst die unmittelbare Bedeutung des vertikalen Ganges der Windgeschwindigkeit, sowie auch der übrigen auf S. 8 aufgeführten Windwerte und der relativen Feuchtigkeit in der Höhe für die Erkennung der präfrontalen, durch die „Fernwirkung" der Kaltfront verursachten, advektiven Zustandsänderungen in der Warmluft.

Bleibt noch die Festsetzung des oberen und unteren Niveaus der zu untersuchenden Luftsäulen anzugeben (vgl. S. 8). Als untere Grenze wird die 300-m-Stufe (180 m über Lindenberg) bezw. die obere Grenze der Bodeninversionen festgesetzt, falls letztere über 300 m liegt. Der tägliche Gang der Bodentemperatur, der nicht ohne Einfluß auf die Größe von Θ ist, fällt so heraus, jedenfalls sind die größten täglichen Schwankungen der Absoluttemperatur durch Strahlungseffekte soweit wie möglich eliminiert. Außerdem wird durch diese Festsetzung der unteren Grenze die Änderung der Windgeschwindigkeit mit der Höhe im wesentlichen erst von der oberen Grenze der Bodenreibungsschicht verstanden, was auch sinngemäß ist; sie schwankt also zwischen 300 m und etwas größeren Höhen, die sich auf höhere Lagen der oberen Begrenzung der Bodeninversionen beziehen. Die mittlere Höhe werde mit h bezeichnet. h beträgt, auf 100 m abgerundet, durchgehend 400 m. — Das obere Niveau schwankt ebenfalls von Fall zu Fall um wenige 100 m. Ist die Maximalhöhe gleich oder größer 3,5 km, so wird sie zu 3,5 km gewählt. Im übrigen liegt sie zwischen 3 und 3,5 km, ihre mittlere Höhe sei H. Für die Betrachtung mittlerer Verhältnisse ist die Schwankung der individuellen Höhe H von Fall zu Fall nicht von Bedeutung. Sie ist vielmehr gleichbedeutend mit der Einführung des Mittelwertes einer wenige 100 m mächtigen Schicht in die Berechnung der Differenzen $\triangle \Theta = \Theta_h - \Theta_H$.

Der durch die Größe $\triangle \Theta = \Theta_h - \Theta_H$ und die Windwerte ausgedrückte Vertikalzustand werde mit Z ($\triangle \Theta$,V) bezeichnet; ist auch die relative Feuchtigkeit in H angegeben, mit Z ($\triangle \Theta$, V, U_H).

C. Präfrontale und frontale Zustandsänderungen

1. allein in zeitlicher Abhängigkeit von der Frontpassage.

Die folgende Tabelle (Tab. 1, S. 12), welcher die Bearbeitung von 30 Kälteeinbrüchen zugrunde liegt, ist nach rein schematischen Gesichtspunkten, ohne Rücksicht auf etwaige Charakteristika des Vorstadiums (in bezug auf Temperatur-, Feuchtigkeitsänderungen usw.) angefertigt. Das Schema liegt in der Zusammenfassung der Einzelwerte zu Mittelwerten in vier Gruppen, die ausschließlich nach der Entfernung von der Frontpassage orientiert sind.

Gleichzeitige Erklärung und Erläuterung zu den Tabellen 1 (S. 12), 2 (S. 19), 4 (S. 24):

Die zeitliche Entfernung wird, da es sich um mittlere Verhältnisse handelt, als proportional der örtlichen angesehen. Sie wird daher kurz „frontale Entfernung" genannt, wobei die Angabe in Stunden erfolgt. Negativer Wert bedeutet präfrontale, positiver Wert postfrontale zeitliche Entfernung. — Die Windrichtung ist in Strichen der 32teiligen Windrose und die -geschwindigkeit in m/sek zu verstehen [1]). Rechts-

1) E = 8, S = 16, W = 24, N = 32. (Präfrontale) Windstille wird mit S = 16 und 0 m/sek eingesetzt.

drehung mit der Höhe wird durch positives Vorzeichen, Linksdrehung durch negatives Vorzeichen gekennzeichnet. — Die eingeklammerten Werte unter den Zahlen bedeuten die mittlere Abweichung der Einzelwerte vom darüberstehenden Mittelwert. Je größer die Abweichung ist, um so seltener ist also der mittlere Zustand realisiert. Dabei veranschaulicht ein Vergleich der mittleren Abweichung ein und derselben Zustandsgröße zwischen zwei Stadien (Gruppen), ungeachtet ihres mittleren absoluten Wertes, die Wahrscheinlichkeit seines Zutreffens im Einzelfall und die Größe der Schwankung um den Mittelwert. Bei ungleicher Anzahl der Fälle, welcher Umstand nur in Tabelle 1 vorkommt, hat man dieselbe noch besonders zu berücksichtigen. — h = 400 m in allen Gruppen oder Stadien. H wird in Hkm angegeben.

Die Größe der mittleren Abweichungen in Tab. 1 läßt erkennen, daß dem zeitlichen Gang von $\triangle \Theta$, wie er sich in den Mittelwerten selbst ausdrückt, nur eine allgemeine, orientierende Bedeutung zukommt. Er paßt sich aber der Vorstellung von der Luftkörpertheorie gut an: die Erhaltung von Restschichten relativ kalter Luft geringeren Gesamtwärmeinhalts [2]) in den untersten Schichten der Troposphäre (negativer Gradient von Θ) überwiegt im Stadium

Tabelle 1.

Der Zustand Z ($\triangle \Theta$, V) als Funktion der frontalen Entfernung.

Gruppe	1	2	3	4
Frontale Entfernung	<-15	-15 b. -5	-5 bis -0	$>+0$
Mittel	-26	-12	$-2^1/_2$	$+15$
Anzahl der Fälle	32	21	18	30
H	33	34	$32^1/_2$	31
$\triangle \Theta_{h-H} = \Theta_h - \Theta_H$	-1.8	$+1.3$	$+1.2$	-4.6
	(4.9)	(6.2)	(3.4)	(4.7)
Windrichtung in H	19.8	21.2	21.3	24.7 [3])
	(4.3)	(3.5)	(1.6)	(2.2)
Windgeschwindigkeit in H	11.5	10.8	15.0	13.5
	(4.1)	(5.6)	(2.6)	(2.6)
Winddrehung h—H	$+0.4$	$+0.8$	$+1.2$	-0.6
	(3.1)	(2.8)	(1.4)	(2.2)
Windgeschwindigkeitsänderung h - H	$+1.9$	$+2.7$	$+3.5$	$+3.4$
	(3.0)	(3.6)	(2.9)	(2.6)

der Gruppe 1, während im Stadium der Gruppe 4, nach erfolgtem Kälteeinbruch, sich der neue Kaltluftkörper durch verstärkten negativen Gradienten von Θ kundtut. Und zwar folgt aus dem Mittelwert von H = 31 Hkm, daß im Mittel bis 15 Stunden nach der Frontpassage der Kaltluftkörper (bei mehreren der kälteste) noch

2) Immer im obigen Sinne (S. 9 Begründung 1) zu verstehen.
3) Die Mittelwerte der Gruppe 4 beziehen sich nur auf 28 Fälle.

nicht bis zu dieser Höhe angeschwollen ist. Die Windverhältnisse weisen in großen Zügen — hohe mittlere Abweichungen herrschen auch hier vor! — die bekannten Veränderungen auf: Rechtsdrehung und Zunahme der Geschwindigkeit mit der Zeit, zeitlich wachsende Rechtsdrehung und Geschwindigkeitszunahme mit der Höhe bis zum Kälteeinbruch, danach Linksdrehung und gleichbleibende Geschwindigkeitszunahme mit der Höhe.

Recht charakteristisch sind nun aber bezüglich der Gruppen 2 und 3 die großen Unterschiede in den mittleren Abweichungen aller Größen (und bei der Windgeschwindigkeit in H auch im absoluten Wert). Sie sind bei der Gruppe 3 im allgemeinen nur halb so groß wie bei der Gruppe 2, der mittlere Zustand ist also in der ersteren viel häufiger realisiert als in der letzteren, obwohl die Anzahl der zur Mittelwertsbildung verwendeten Fälle für sie sogar am kleinsten ist.

Hinsichtlich der p r ä f r o n t a l e n Änderungen des Zustandes Z ($\triangle\theta$, V) läßt sich die vorstehende Tabelle dahin zusammenfassen: bis zum Stadium der Gruppe 2 ist der (mittlere) Zustand ein von Fall zu Fall außerordentlich verschiedener. Der Gesamtwärmeinhalt[4]) zeigt zwar zwischen oberer und unterer Luftströmung keine beträchtlichen Unterschiede, doch weicht der Einzelfall stark vom Mittel ab. Ebenso unterliegt der Bewegungszustand von Fall zu Fall großen Schwankungen. Erst in dem der Frontpassage unmittelbar vorangehenden Stadium (Gruppe 3) ist Tendenz zu einem regelmäßig wiederkehrenden Zustand Z ($\triangle\theta$,V) nachweisbar. Einem bestimmteren, durch stärkere SW-Winde in der Höhe und vertikale Geschwindigkeitszunahme ausgezeichneten Bewegungszustand entspricht ein relatives M i n i m u m des Unterschiedes im Gesamtwärmeinhalt[4]) zwischen oberer und unterer Luftströmung. Daß diese präfrontalen Veränderungen in innigem Zusammenhang mit dem von *v. Ficker* und *Palmén* behandelten T e m p e r a t u r f a l l i n d e r H ö h e v o r d e r F r o n t stehen, wird im folgenden Abschnitt gezeigt.

2. Zustandsänderungen bei präfrontalem Temperaturfall in der Höhe.

Ausschlaggebend für die s t a b i l e T e m p e r a t u r s c h i c h t u n g der Luft auf der Rückseite von Antizyklonen, Hochdruckausläufern usw. ist bekanntlich die Existenz von Inversionen oder Schichten mit geringem vertikalen Temperaturgradienten, die durch die Absinkbewegung und Schrumpfung (seitliche Ausbreitung) der

4) Vgl. die Anmerkung 2.

Luftmassen entstehen. Diese „Schrumpfungsinversionen" zeichnen sich durch sprunghafte Abnahme der relativen Feuchtigkeit aus. Ihre Höhenlage in bezug auf die Quadranten der Antizyklone ist aus zahlreichem europäischen Material von vielen Forschern längst festgestellt, die Inversion selbst in ihrem Charakter als eine Sperrschicht für vertikale Konvektionsströmungen erkannt worden.

In ihrer reinsten Form gleichen die Schrumpfungsinversionen den höherliegenden internen, den freien Inversionen nach *Stueve* (16). Sie sind auch dadurch charakterisiert, daß in ihnen die äquivalentpotentielle Temperatur, im Gegensatz zur potentiellen Temperatur und zur relativen Feuchtigkeit, keinen ausgesprochenen Sprung macht. Räumlich stellen sie auch häufig die Abgleitflächen *Stueves* (17) dar.

In das präfrontale Stadium der Kälteeinbrüche ragen aber, wie a priori anzunehmen war, und wie hier bestätigt werden kann, außer den obenerwähnten auch diejenigen Sperrschichten für Konvektion hinein, die zwei Luftkörper verschiedenen Wärmeinhalts (verschiedener Herkunft) voneinander trennen. In ihnen nimmt gemäß der Tatsache, daß der warme Luftkörper sich über dem kälteren befindet, die äquivalentpotentielle Temperatur erheblich zu.

Wir machen nunmehr den Ansatz, daß die in der Höhe strömenden, die tieferen Temperaturen mit sich führenden Luftmassen, die den präfrontalen Temperaturfall daselbst erzeugen, vor erzwungenem Aufsteigen an der Einbruchsfront (Kaltfront), also in irgendeiner Höhe $A < H$ zu finden waren. Ist der Ansatz richtig, so müssen wir beispielsweise in H selber, unter der Annahme, daß im Mittel bis zu dieser Höhe pseudoadiabatische Zustandsänderungen der Luft in die Größe von θ wesentlich beeinflussendem Maße nicht stattgefunden haben (vgl. S. 9/10), nach erfolgter Abkühlung die gleiche äquivalentpotentielle Temperatur finden, wie im Ausgangsniveau der Hebung, also wie in A. — Ein empirischer Satz von *Kopp* (6), von *Robitzsch* (10) theoretisch erweitert, besagt, daß die äquivalentpotentielle Temperatur in jeder Höhenlage (bis zu 4 km) der dem Erdboden zunächsten Sperrschicht (Hauptinversion) konstant bleibt und „damit bezeugt, daß in dem untersten Luftkörper die dynamische Konvektion ausreicht, um in ihm eine völlige Durchmischung des Wasserdampfes herbeizuführen" [5]). Dieser Satz gibt ein Mittel an die Hand, die äquivalentpotentielle Temperatur der Ausgangshöhe A der Hebung approximativ zu bestimmen, wenn A in beliebiger (unbekannter) Höhe unterhalb einer solchen Sperrschicht angenommen wird. Denn dann

5) M. Robitzsch (10 S. 21).

ist Θ_h zugleich repräsentativ[6]) für die äquivalentpotentielle Temperatur in A, nämlich für Θ_A.

A kann auch in oder über der Sperrschicht angesetzt werden, wenn diese sich selbst unterhalb H befindet. Dann ist $\Theta_A = \Theta_h$ unter der Vorausetzung, daß die Sperrschicht keine Diskontinuität darstellt, an der sich die Linien gleicher äquivalentpotentieller Temperatur häufen. Um ein für allemal Θ_A durch Θ_h auszudrücken, ist die Annahme erforderlich, daß in dem Fall einer Okklusion (bzw. überhaupt Existenz einer solchen Diskontunität am letzten präfrontalen Termin) die Ausgangshöhe der Hebung stets unterhalb der Sperrschicht liegt — wobei also an der Front, wie dies für alle Fälle mit Sicherheit anzunehmen ist, die Warmluft als Ganzes emporgehoben wird, unter „Verkümmerung" der Sperrschicht. Die Annahme ist berechtigt. Im Teil II wird am Fall A gezeigt, daß in der Tat die dort vor der Frontpassage beobachtete intensive Abkühlung in der Höhe nur durch Verdrängung subtropischer Warmluft durch an einer Front sehr kalter, aktiver Polarluft in die Höhe gehobene und der Front vorauseilende, im ungestörten Gleichgewichtszustand etwas kühlere Luft erklärt werden kann.

Die Existenz einer wenn auch häufig nur noch schwach angedeuteten Sperrschicht für vertikale dynamische Konvektion, auch noch in der Nähe der Front, ist, zumindest in den im folgenden herangezogenen zur Mittelwertsbildung verwendeten Fällen mit präfrontaler Abkühlung, im Hinblick auf sich Lindenberg nähernde Kaltfronten nachgewiesen. Dies ist ja auch im wesentlichen dadurch zu erklären, daß die Fälle, in denen sie durch die Advektion der kälteren Luft von oben her oder durch die Wirkung der kinetischen Energie aufsteigender Luftströme von unten her ganz abgebaut und eine hierdurch ermöglichte, bis zu größeren Höhen hinaufgreifende vertikale Umschichtung bereits im Gange oder vollzogen ist, mit Ziffer 5 der Einschränkungen des Materials ausgeschlossen worden sind.

Über die Höhenlage und Mächtigkeit von Sperrschichten vor bzw. nach erfolgter Abkühlung in der Höhe gibt die Darstellung Abb. 1 Aufschluß. Im Gebiet der Sperrschicht besitzt die vertikale Zunahme der potentiellen Temperatur ein Maximum. Über und unter derselben ist die Zunahme stets geringer, unter ihr findet man des öfteren Konstanz der potentiellen Temperatur, stets aber auch ein Maximum der relativen Feuchtigkeit. Hier liegt die obere Grenze des konvektiv am stärksten durchmischten Luftkörpers. Überadiabatische Gradienten der Absoluttemperatur (Abnahme der potentiellen Temperatur mit der Höhe) finden sich unter den in Abb. 1 dargestellten Fällen — aus Gründen der Übersichtlich-

6) Das ist richtig nur für Mittelwertsbildung (um die es sich hier ja handelt), weil der Satz von K o p p ein empirisches Ergebnis aus statistischen Mittelwerten ist.

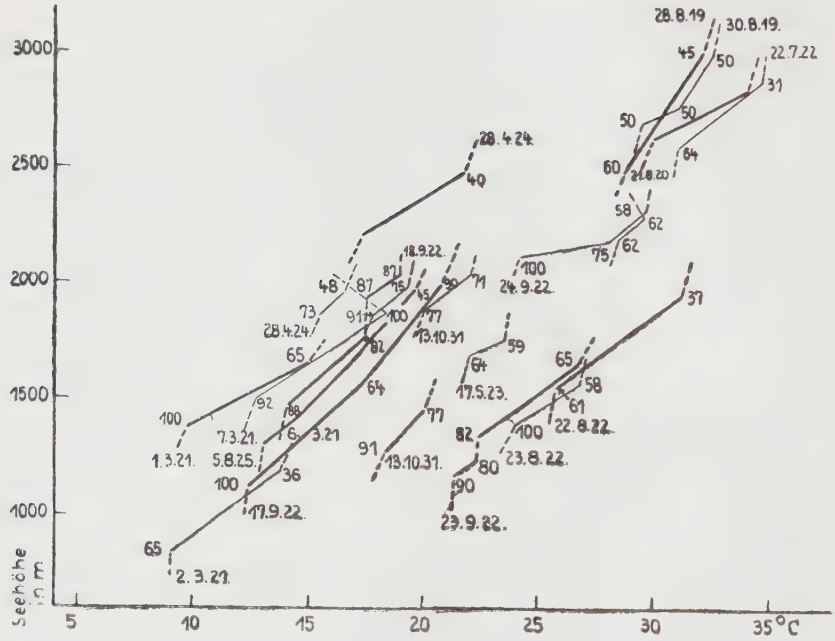

Abb. 1. Potentielle Temperatur

Die potentielle Temperatur der bodennächsten [7]) Sperrschichten,

——— vor
——— nach } dem präfrontalen Temperaturfall (oberhalb)

Die gestrichelten Linien jenseits der Diskontinuitätspunkte geben den Verlauf der potentiellen Temperatur, der Richtung nach angedeutet, unter- und oberhalb der Sperrschichten.

Die Zahlen an den Diskontinuitätspunkten bedeuten die relative Feuchtigkeit an ihnen in %, die Zahlen an den Endpunkten der strichlierten Linien Datum des betreffenden aerologischen Aufstiegs.

keit wird von der Darstellung aller 15 zur Mittelwertsbildung verwendeten Fälle abgesehen werden! — unmittelbar unterhalb der Sperrzone nicht; dagegen in zwei von diesen Fällen unmittelbar oberhalb der Sperrzone, nach erfolgter Abkühlung in H. Sie repräsentieren solche, bei denen die a d v e k t i v e Abkühlung bereits

7) Die Bodeninversion wird in diesem Zusammenhang natürlich nicht als Sperrschicht gerechnet.

unmittelbar oberhalb einer trotzdem bestehenden Sperrschicht auftritt. Das gleiche gilt, nur nicht so sicher, für die Fälle, in denen unmittelbar über der Sperrschicht die potentielle Temperatur mit der Höhe konstant bleibt. — Unter den in Abb. 1 dargestellten Sperrschichten befinden sich nur wenige, welche als Luftkörper-Diskontinuitäten anzusehen sind. In bezug auf sie gilt die auf S. 15 gemachte Voraussetzung.

Als eine erste notwendige Bedingung für die Richtigkeit des früher aufgestellten Satzes erhalten wir zufolge obiger Betrachtungen folgende Gleichung

$$\triangle \, \theta_{h-H} = \theta_h - \theta_H \cong 0$$

die in bezug auf den Zustand nach erfolgter Abkühlung in H erfüllt sein muß. (Daß sie für eine große Anzahl von Fällen für den Zustand in Gruppe 3 der Tab. 1 annähernd erfüllt ist, geht aus dem dort verzeichneten Minimum von $\triangle \theta$ mit gleichzeitig relativ kleiner mittlerer Abweichung hervor.)

Weitere notwendige Bedingungen sind: große Windgeschwindigkeit in H, Zunahme der Geschwindigkeit zwischen h und H, Windrichtung in H SW bis W (20 bis 24 in der 32teiligen Windrose).

Die letzte der obigen Bedingungen bedarf einer besonderen ausführlichen Erläuterung. Die kürzeste aller denkbaren, angenähert horizontalen Trajektorien im Warmluftraum, die vom Kaltfrontgebiet — dasselbe westlich von Lindenberg mit im Durchschnitt nord-südlichem bis nordnordost-südsüdwestlichem Verlauf angenommen — nach Lindenberg in der Höhe H führt, hat die mittlere Richtung W—E bis WSW—ENE, ist also gegen die Frontrichtung um $\sim 90^0$ gedreht. Bewegt sich nun ein Warmluftteilchen in mehr nördlicher als den angegebenen Richtungen, und ist diese seine Bewegungsrichtung schon längere Zeit vor seinem (präfrontalen) Eintreffen am Beobachtungsort im wesentlichen die gleiche geblieben, so stammt es gewiß aus südlicheren Gebieten, als alle auf jenen Bahnen bewegten Teilchen. Seine Trajektorie (Bahn) schneidet daher die Front erstens südlicher und zweitens braucht es bei gleicher Geschwindigkeit längere Zeit, um vom Frontgebiet (Ort seiner hauptsächlichen Vertikalverschiebung) zu einem beliebigen aller von ihm überhaupt erreichbaren Punkte auf seiner Trajektorie zu gelangen — längere Zeit nämlich, als wenn es den Ort auf einer mehr senkrecht auf die Front, also mehr zonal gerichteten Bahn erreichen kann. Je längere Zeit aber verstreichen muß, damit es von der Front bis zu dem betreffenden Ort gelangt, um so größer ist auch die Strecke, die die Front selbst mittlerweile zurückgelegt hat. Im ungünstigsten Fall brechen die Kaltluftmassen an dem Ort selbst schon ein, bevor jenes Luftteilchen ihn in der Höhe passiert. Das kann 1. der Fall sein, wenn die beiden Luftmassen, kalte und warme, unter einem Winkel von 180^0, also gegeneinander und übereinander, strömen

(z. B. im Sommer kontinentale Warmluft aktiv auf von W her eindringende maritime Kaltluft aufgleitend), dann gelangt erst im Moment, und noch längere Zeit nach der Frontpassage, in der Höhe Luft an, welche an der Front, östlich des Beobachtungsortes, vom Boden abgehoben worden ist; 2. aber ist auch dann präfrontale Advektion frontal gehobener Luft ausgeschlossen, wenn die Warmluft bis zu größeren Höhen parallel oder doch unter einem sehr spitzen Winkel zur Frontrichtung fließt. Dieser Winkel muß je nach der Geschwindigkeit der Luft im präfrontalen Raum einen kritischen Wert besitzen. Bei unterhalb dieses Wertes liegenden Winkeln sind über die bei den gegebenen Druckgradienten bzw. der verfügbaren potentiellen Energie möglichen Werten hinausgehende Windgeschwindigkeiten erforderlich, damit präfrontale Advektion frontal gehobener Warmluft eintreten kann. Aus diesem Grunde kommen eben, da die normalen Geschwindigkeiten durch die mittlere Tiefe der Zyklonen schon allgemein vorgegeben sind, nur unter einem größeren Winkel gegen die Front geneigte Luftbahnen für jene präfrontale Advektion in Frage.

Der kritische Winkel kann natürlich bei der vorliegenden Mittelwertsbildung nicht berechnet werden. Immerhin ist die Annahme des oben angegebenen Winkels vom optimalen Wert 90^0 plausibel.

Es kommt schließlich noch die Bedingung hinzu, daß die relative Feuchtigkeit in H im Durchschnitt ziemlich hoch sein muß und im allgemeinen höher als vor der Abkühlung, weil vor derselben häufig antizyklonal abgetrocknete, warme Luft in der Höhe beobachtet wird [8]).

Sind die genannten notwendigen Bedingungen in großen Zügen erfüllt, so ist die beobachtete Abkühlung in der Höhe H selbst als eine hinreichende Bedingung für die — qualitative — Richtigkeit des Ansatzes auf S. 14 zu betrachten.

Tab. 2 gibt die Verhältnisse wieder, wie sie bei 15 durch präfrontale Abkühlung in H ausgezeichnete und zur Mittelwertsbildung verwendbare Fälle gefunden werden. Termin I ist der frühere, Termin II der spätere präfrontale, Termin III der postfrontale Aufstiegstermin [9]). Die präfrontalen und frontalen Änderungen des Zustandes Z ($\triangle\theta, V, U_H$) der Temperatur und des Druckes bei präfrontaler Abkühlung in der Höhe seien unter dem Typus A zusammengefaßt.

---

8) Inwieweit gleiche Prozesse, Abkühlung und Feuchtezunahme in der Höhe, an und oberhalb von Aufgleitflächen mit erfaßt werden, läßt sich schwer sagen. Doch sind sie i. a. durch die Wahl der Aufstiegstermine in bezug auf die Kaltfrontpassage eliminiert.

9) Vgl. ferner die Erläuterungen auf S. 10/11.

Tabelle 2.

Der Zustand Z ($\triangle \Theta$, V, U_H als Funktion der frontalen Entfernung bei präfrontalem Temperaturfall in H. (Typus A.)

Termin	I	II	III
Frontale Entfernung	—24	— 4½	+15
H	33	33	33
$\triangle \Theta = \Theta_h - \Theta_H$	—4.1	+0.1	—4.6
	(5.5)	(1.5)	(4.9)
Windrichtung in H	21.4	21.8	25.8 [10])
	(2.5)	(1.5)	(2.5)
Windgeschwindigkeit in H	12.4	15.0	13.6
	(3.6)	(2.3)	(2.9)
Winddrehung h—H	+2.1	+0.9	+0.1
	(2.5)	(1.5)	(2.4)
Windgeschwindigkeitsänderung h—H	+3.7	+3.6	+3.8
	(3.2)	(2.6)	(3.0)
Relative Feuchtigkeit in H	56	76	60
	(18)	(16)	(17)

Die vorstehende Tabelle zeigt, daß die weiter oben aufgeführten Bedingungen erfüllt sind, insbesondere die Bedingung für die zum Termin II zu beobachtende Differenz $\triangle \Theta = \Theta_h - \Theta_H$. Sie verschwindet tatsächlich zum Termin II. Die mittlere Abweichung im Werte von 1,5 liegt beiläufig nurmehr im Bereich instrumentell bedingter, von der Güte der Auswertung und dem Gültigkeitsbereich des obigen Ansatzes abhängigen Fehlergrenzen.

Die Übereinstimmung zwischen den Windwerten am Termin II und denen in der Gruppe 3 der Tab. 3 erklärt sich daraus, daß, wie schon erwähnt, in der Gruppe 3 mit der geringsten Frontentfernung die Fälle mit präfrontaler Abkühlung sich häufen.

Was die Werte am Termin I anbetrifft, so unterscheiden sie sich in charakteristischer Weise von den ihnen entsprechenden der Gruppe 1 und 2. Stärkerer Höhenwind, kräftigere Winddrehung und vertikale Windgeschwindigkeitszunahme am Termin I lassen erkennen, daß zyklone Verhältnisse und die dadurch gegebenen Vorbedingungen für die Advektion frontal gehobener Luft schon im ungestörten Zustand — den ja der Termin I darstellt — gegeben sind; die mittleren Abweichungen sind zwar merklich kleiner als in den Gruppen 1 und 2, jedoch gegenüber Termin II noch recht groß und jene Vorbedingungen sind fallweise in verschiedenem

10) Windwerte für Term. III nur aus 14 Fällen gebildet. In einem Falle fallen sie völlig heraus: Rückströmen der Warmluft in der Höhe nach NW (SE-Wind), an stationär gewordener Kaltfront aktiv aufgleitend.

Maß gegeben. Gleiches gilt für die Differenz $\triangle\Theta$; sie ist negativ und groß am Termin I, aber auch die mittlere Abweichung ist beträchtlich. Die schon bezüglich der Gruppe I hieraus gefolgerte Tatsache ist nur im Typus A ausgeprägter als bei der schematischen Zusammenfassung in Tab. 1. — Die relative Feuchtigkeit in H nimmt von I zu II um 20% zu. Die mittlere Abweichung ist zu beiden Terminen recht groß. Einen mehr oder minder konstanten Wert zum Termin II kann man schon aus dem einfachen Grunde nicht erwarten, weil der relative Dampfgehalt der in die frontale Vertikalbewegung einbezogenen Luftmassen auch im ungestörten Zustand derselben von verschiedenen Faktoren abhängt (Kontinentalluft, frisch nach Norden vorgestoßene Subtropikluft, maritime Warmluft u. a. m.). Überdies kann das schon aus dem Grunde nicht zutreffen, weil die in der Höhe H am Termin II strömende Luft ihr ursprüngliches Gleichgewicht in einer von Fall zu Fall sehr verschiedenen Lage $A < H$ mit verschiedenem relativen Dampfgehalt bzw. verschiedener Taupunktstemperatur besessen haben mag.

Der mittlere Zustand am Termin III ist mit dem der Gruppe 4 Tab. 1 nahezu identisch. Man ersieht schon jetzt daraus, daß der nach dem Kälteeinbruch beobachtete Vertikalzustand, insbesondere der Bewegungszustand, keine besonderen Merkmale im Typus A aufweist; daß also weder die Mächtigkeit des Kaltluftkörpers noch sein Strömungsfeld in entscheidender Weise auf die präfrontalen Vorgänge einwirkt. Dies tun vielmehr das durch übergeordnete Vorgänge bewirkte Strömungsfeld des Warmluftkörpers und die dadurch bedingte Relativbewegung beider Luftkörper zueinander.

Um auch diese übergeordneten Vorgänge a e r o l o g i s c h zu erfassen, bediene ich mich im folgenden der von *v. Ficker* eingeführten und seitdem vielfach benutzten Methode zur qualitativen T r e n n u n g der primären und sekundären Druckänderungen bzw. -wellen[11]).

Die Tab. 3 (S. 21) enthält die mittleren präfrontalen Temperatur- und Druckänderungen des Typus A.

---

11) Über die N a t u r dieser besser als hohe und niedrige zu bezeichnenden Druckschwankungen bzw. -wellen soll hier selbstverständlich nichts ausgesagt werden. Hinsichtlich des k o n k r e t e n physikalischen Sinnes der Primärwellen sei aber auf die unmißverständliche Formulierung von E r t e l (2) verwiesen.

Gleichzeitige Erklärung und Erläuterung der Tab. 3 (s. unten) und 5 (S. 24):

Dem aus dem Material direkt entnommenen Wert von $dt_{0.12-3.0}$ (d. i. die mittlere Temperaturänderung der Schichte Boden—3 km Seehöhe) ist der Mittelwert der im Einzelfall aus den Druckänderungen nach der Formel

$$dt = \frac{RT^2}{b\,h}\left(db - dB\frac{b}{B}\right)^{12})$$

berechneten Größe in Klammern beigefügt. — Der Effekt der Temperaturänderung der Luftsäule Boden—3 km Seehöhe auf die Änderung des Bodendrucks, d. i. die Größe db_{dts}, ist aus der statischen Grundgleichung berechnet worden. Wie weit mit Hilfe dieser vereinfachten Methode — streng gelten die Roßbyschen Formeln (11, 12) — auf primäre Druckänderungen im Sinne v. Fickers einwandfrei geschlossen werden darf, wird später, bei der Erörterung der Tab. 3, dargelegt. — Es bedeutet weiter in Tab. 3 (und 5): s Schichte, h geometrische Höhe in km Seehöhe, db Druckänderung, dt Temperaturänderung, n Anzahl der zur Mittelwertsbildung verwendeten Fälle. — Für sämtliche Änderungen gilt das Zeitintervall Term. I—II.

Tabelle 3.

Die präfrontalen Temperatur- und Druckänderungen. (Typus A).

s / h	0.12	2.0	3.0	3.5	4.0	5.0	6.0	0.5—2.0	0.1—3.0	Σ(>3.0)	
dt . .	+0.3	—1.2	—3.0	—2.2	—2.1	—2.9	—3.3	+0.1	—0.7 (—0.7)	—	° C
db . .	—4.3	—	—3.2	—	—	—	—	—	—	—	mm
db_{dt_s}	—	—	—	—	—	—	—	—	+0.7	—5.0	mm
n . .	15	15	15	10	7	4	3	15	15	15	

Aus der vorstehenden Tabelle ergibt sich, daß ein primäres Druckfallgebiet sich dem präfrontalen Abkühlungsstadium Term. I — Term. II überlagert: trotz Absinkens der Mitteltemperatur der Luftsäule Boden—3 km Sh um ca. 1° C fällt der Druck am Boden um 4 mm. Da, wie die Tabelle zeigt, die Abkühlung in den Fällen, wo größere Höhen miteinander verglichen werden können, stets bis zur Maximalhöhe hinaufreicht, kann man annehmen, daß bis zur Tropopausenhöhe (Substratosphärengrenze) das Vor-

12) Hierbei bedeuten: R die Gaskonstante, T die mittlere Absoluttemperatur der miteinander verglichenen Luftsäulen, h ihre mittlere Höhe, b der mittlere Luftdruck an deren Gipfel, B derselbe am Erdboden, db die Änderung des Druckes oben, dB dieselbe am Erdboden.

zeichen von dt wenigstens noch nicht umkehrt[13]). Infolgedessen ist der gesamte Betrag von $db_{0.12}$ einem primären Fallgebiet zuzuschreiben, dessen Effekt sich in noch viel stärkerem Bodendruckfall bemerkbar machen würde, wenn eben die (präfrontale, advektive) Abkühlung in der Troposphäre ihm nicht entgegenarbeitete[14]).

Der Einfluß der gesamten Massenverlagerungen in den Schichten oberhalb 3 km Sh auf die (durch die Temperaturänderungen unterhalb 3 km modifizierte) Druckänderung am Boden beträgt im Mittel dieser 15 Fälle —5,0 mm. Nach *Rossby* (12, 13) ist dieser Wert nur richtig, wenn man die durch die Druckänderungen bewirkten lokalen (rein adiabatischen, nichtadvektiven) Temperaturänderungen vernachlässigen würde. Aber selbst unter Vernachlässigung dieser, in der Hauptsache durch die höheren, ganz gleich wodurch verursachten Massenverlagerungen (siehe dazu Anm. 11 S. 20) bewirkten lokalen Temperaturänderungen, müßten wir, um den Druckeffekt der letzteren, d. i. also die Größe des primären Druckfalls, anzugeben, von den Druck- und Temperaturänderungen nicht in 3 km, sondern an der Tropopausenhöhe ausgehen. Das ist wohl im Einzelfall, nicht aber bei der Mittelwertsbildung der hier ausgewählten, stark reduzierten Fälle möglich.

Inwieweit das Erscheinen des — mithin nur qualitativ nachgewiesenen — primären Fallgebietes im präfrontalen Stadium für den Typus A charakteristisch ist, wird im Zusammenhang mit dem nunmehr zu erörternden Typus B und im Abschnitt I D zu zeigen sein.

3. Zustandsänderungen bei präfrontal ungestörter Warmluft oder Erwärmung.

Wenn keine präfrontale Abkühlung in irgendeiner beliebigen Höhe bis zur Stratosphärengrenze bis zum letzten, vor dem Frontdurchgang stattfindenden Termin beobachtet wird, so kann sie dennoch zwischen diesem und der Frontpassage in irgendeiner Höhe eintreten. Die den Fronten, auch den Kaltfronten vorausgehenden, nur selten fehlenden Cirruswolken lassen gewiß auf

---

13) Die wenigen, höher als 6 km hinaufreichenden Reihen der Registrierballonaufstiege stützen diese Annahme.

14) Es muß hier bemerkt werden, daß außer der als Frontfernwirkung anzusehenden präfrontalen Abkühlung mitunter auch derjenige Temperaturfall in unteren Schichten als präfrontal behandelt wird, der mit belangloser Front in der Warmluft auftritt.

Temperaturprozesse in größeren Höhen schließen. Sie können hier nicht weiter untersucht werden.

Es wird wiederum vom Niveau 3 bis 3,5 km Sh ausgegangen. Wird in der Höhe, die nach den weiter oben angegebenen Rücksichten festgesetzt wird, bis zum letzten Termin vor Frontdurchgang keine Abkühlung oder wird Erwärmung beobachtet, und ist die mittlere Höhe H der gefundenen Fälle ungefähr gleich H vom Typ A, so sind die Zustandsänderungen zwischen den Vergleichsterminen bzw. die Zustände Z ($\triangle\theta$, V, U_H) unter einem zweiten Typus B zusammenzufassen.

Hierbei ist allerdings darauf zu achten, daß Term. II im Typ B im Durchschnitt zeitlich nicht wesentlich weiter vom Frontdurchgang entfernt liegt als Term. II im Typ A. Denn ohne Rücksichtnahme darauf käme dem Typ B nicht die Bedeutung zu, daß er gewissermaßen an die Stelle des Typ A tritt; sondern er hätte nur mehr den Sinn, daß er gerade diejenigen präfrontalen Veränderungen in der unteren Troposphäre erfaßt, die den aus Materialmangel unkontrollierten, möglicherweise nichts weiter als den Typ A darstellenden Verlagerungen voraufgehen.

Für 9 Fälle, bei denen bis zu einem mittleren Termin mit frontaler Entfernung — 5½ Stunden keine Abkühlung bzw. sogar Erwärmung in H konstatiert wird, ist der Zustand Z ($\triangle\theta$, V, U_H) an den präfrontalen Term. I und II und dem postfrontalen Term. III in Tab. 4 wiedergegeben. In Tab. 5 sind die präfrontalen Temperatur- und Druckänderungen zusammengestellt (vgl. zur Erläuterung S. 21).

Zunächst sei bez. Tab. 4 vorausgeschickt, daß die mittleren Abweichungen aller Zustandsgrößen wegen der geringeren Anzahl der verwendeten Fälle auch unter sonst gleichen Umständen größer sein müssen als die Abweichungen der entsprechenden Größen in Tab. 2 (Typ A). Daß aber trotzdem die mittlere Abweichung wiederum Aufschlüsse über gewisse, in bestimmter Richtung liegende atmosphärische Vorgänge zu geben vermag, erhellt aus der außerordentlich großen Verschiedenheit dieser Zahlen relativ zum darüberstehenden Mittelwert selbst und in bezug aufeinander.

Die Betrachtung der Tab. 4 und 5 ergibt nun zunächst folgende grundlegende Tatsache: Die für den Typ A hinsichtlich der präfrontalen Veränderung des Zustandes von t, $\triangle\theta$ und U_H hervorstechendsten Merkmale — Abkühlung in der Höhe, Verschwinden der negativen Differenz und Zunahme der relativen Feuchtigkeit — sind im Typ B gerade in ihr Gegenteil verkehrt, nämlich in Erwärmung in der Höhe (oder jedenfalls keine Abkühlung, was den Einzelfall betrifft!), Zunahme einer positiven Differenz $\triangle\theta$ und Abnahme der relativen Feuchtigkeit.

Tabelle 4.

Der Zustand Z ($\triangle \Theta$, V, U_H) als Funktion der frontalen Entfernung bei präfrontal ungestörter Warmluft oder Erwärmung in H. (Typus B).

Termin	I	II	III
Frontale Entfernung	— 19	— 5.5	+ 17
H	33	31	31
$\triangle \Theta = \Theta_h - \Theta_H$	+ 3.2	+ 5.1	— 1.1
	(4.6)	(3.7)	(4.1)
Windrichtung in H	20.7	19.6	24.4
	(3.9)	(1.9)	(1.6)
Windgeschwindigkeit in H	11.1	10.0	14.0
	(5.0)	(6.2)	(2.1)
Winddrehung h—H	— 0.7	+ 0.6	— 0.6
	(2.6)	(3.0)	(0.9)
Windgeschwindigkeitsänderung h—H	+ 1.7	+ 2.2	+ 4.1
	(3.7)	(4.2)	(2.8)
Relative Feuchtigkeit in H	50	37	56
	(15)	(6)	(23)

Tabelle 5.

Die präfrontalen Temperatur- und Druckänderungen (Typus B).

h bzw. s	0.12	2.0	3.0	3.5	4.0	0.5—2.0	0.1—3.0	$\Sigma(>3.0)$	
dt . . .	+ 6.5	+ 3.1	+ 2.7	+ 1.8	+ 1.1	+ 3.5	+ 3.5 (+3.1)	—	°C.
db . . .	— 3.3	—	— 0.2	—	—	—	—	—	mm
db_{dt_s} .	—	—	—	—	—	—	— 3.1	— 0.2	mm
n . . .	9	9	9	2	2	9	9	9	

Läßt man zunächst den Gang der Größe $\triangle\Theta$ beiseite, so erkennt man weiter: Die mittleren Abweichungen der Windwerte, am Termin I schon ganz beträchtlich, wachsen bis Term. II noch weiter an und haben hier überhaupt ihr Maximum, im Gegensatz zum Typ A, wo sie dort gerade ihr Minimum haben. (Eine Ausnahme macht nur die Windrichtung in H; die am Term. II geringe mittlere Abweichung kommt aber in erster Linie dadurch zustande, daß zwei Windstillen mit Süd = 16 berücksichtigt wurden.) Man findet also die bemerkenswerte Tatsache, daß mit näherrückender Kaltfront die Strömungsverhältnisse in der ungestörten bzw. sich noch erwärmenden Warmluft keiner sich wiederholenden gesetzmäßigen Änderung unterliegen. Und trotzdem muß andererseits ein und derselbe Vorgang die Erwärmung in der Höhe bewirken, worauf die auffallend gleichmäßig niedrige relative Feuchtigkeit

(minimale Abweichung von U am Term. II) schließen läßt. Dem zeitlichen Gang der Windgrößen in Tab. 4 kommt also wegen der großen mittleren Abweichung keine reelle Bedeutung zu.

Eine Unterteilung der 9 Fälle des Typ B allein nach der Windgeschwindigkeit in H ergibt nun zwei deutliche Gruppen mit mittlerem Wind von 6 m/sek bzw. 16 m/sek. Was aber dieser Gruppierung erst den Sinn verleiht, ist die Tatsache, daß sie auch auf die anderen Zustandsgrößen bzw. -änderungen paßt. Der Typ B — der nach den obigen Darlegungen in bezug auf die präfrontalen Windverhältnisse eben eigentlich nicht als ein Typus gelten kann — zerfällt auf diese Weise in zwei Untertypen B_1 und B_2. Die ihnen zugrunde liegenden atmosphärischen Vorgänge sind aus der Tab. 6 (s. unten), in der die obige Gruppierung vorgenommen ist, eindeutig abzulesen (vgl. zum Verständnis der Tab. 6 auch die Erläuterungen auf S. 21 zu den Tab. 3 und 5).

Faßt man zunächst die Temperatur-, Feuchtigkeits- und Windverhältnisse der beiden Untertypen B_1 und B_2 näher ins Auge, so ergeben sich nachstehende Merkmale:

Bei Typ B_1 geht leichte Erwärmung (im Mittel) und leichte Abnahme der relativen Feuchtigkeit in der Höhe von an sich schon geringen Werten (s. Tab. 4, rel. F. am Term. II in H Mittelwert 37% bei nur 6% mittl. Abw., demnach am Term. I Mittelwert 44%) mit ziemlich starker zeitlicher Rechtsdrehung des Höhenwindes einher. Nach

Tabelle 6.

Präfrontale Wind-, Temperatur-, Feuchtigkeits- und Druckänderungen, sowie Windverhältnisse am letzten praefr. Term. im Typus B_1 und B_2.

Wind am Termin II	Typus B_1	Typus B_2	
Richtung in H	SSW	SW z. W	
Geschwindigkeit in H	6	16	m/sek
Drehung h—H	+ 4½	+ 1½	Striche
Geschw. Aenderung h—H	— 1	+ 5½	m/sek
Aenderung zwischen Termin I und II			
Windrichtung in H (zeitliche Drehung)	+ 5	— 1½	Striche
dt_H	+ 1.6	+ 3.4	°C
dU_H	— 7	— 25	%
$db_{0.12}$	— 2.8	— 4.3	mm
$db_{3.0}$	— 0.1	— 0.2	mm
$dt_{0.12-3.0}$	+ 2.9	+ 4.3	°C
$db_{dt_{0.12-3.0}}$ (Effekt)	— 2.6	— 4.0	mm
$db_{dt_{\Sigma(>3.0)}}$ (Effekt)	— 0.2	— 0.3	mm
n	4	5	

erfolgter Rechtsdrehung ist der Höhenwind aber noch durchaus südlich (Windstille mit S gerechnet, vgl. Anm. 1 S. 11), d. h. vorher, zum Term. I war er noch südöstlich bis östlich. Seine Stärke nimmt auf 0 (Stille) ab oder sie bleibt unverändert schwach. Unterhalb der Zone mit Stille oder leichten südlichen Winden wehen etwas stärkere, östlichere Winde (kräftige Rechtsdrehung; oberhalb der Reibungsschicht, denn der Bodenwind ist natürlich noch weiter abgelenkt). Im allgemeinen entwickelt sich aus einem der Richtung nach einheitlichen und meist auch schwachen Oststrom bis Term. II eine schwache südliche Oberströmung über einer etwas stärkeren und östlicheren Unterströmung. Jedoch kommen zum Term. II auch sehr schwache nichtöstliche Winde vor.

Im Typ B_1 halten also kontinentaler Luftstrom oder leichte antizyklonal umlaufende Winde bis Term. I an, und als einzige zyklonale Erscheinung macht sich bis Term. II nur Rechtsdrehung des Höhenwindes bemerkbar, der aber schwach bleibt oder auf unmeßbar geringe Stärke absinkt: keine Frontfernwirkung.

Bei Typ B_2 geht stärkere Erwärmung und stärkeres Sinken der relativen Feuchtigkeit in der Höhe von mäßig hohen auf wie im Typ B_1 gleich niedrige Werte mit ganz leichter Linksdrehung des Höhenwindes zusammen. Mit näherrückender Kaltfront entwickelt sich hier aus einer der Richtung nach einheitlichen WSW-Strömung am Term. I eine etwas südlichere, ebenfalls ziemlich einheitliche Strömung am Term. II. Hier ist aber die Stärke der vorangehenden Strömung von Fall zu Fall recht verschieden, während sich erst bei näherrückender Kaltfront eine regelmäßigere vertikale Windverteilung (am Term. II) einstellt: starke südwestliche über schwächerer, nur wenig südlicherer Strömung. Im Typ B_2 tritt ausgesprochene Erwärmung bis zum Term. II und Abtrocknung ein, während gleichzeitig als zyklonale Erscheinungen leichtes Krimpen des Höhenwindes und im allgemeinen auch eine bestimmtere vertikale Geschwindigkeitsverteilung zu beobachten sind. Im Unterschied zum Typ B_1 ist die Stärke der Strömung an beiden präfrontalen Terminen groß und die Richtung der Unterströmung (über der Reibungsschicht) südlich, ohne Ostkomponente.

War bei der präfrontalen Abkühlung im Typ A zu der zunächst notwendigen Bedingung für die Verfrachtung frontal aufsteigender Luftmassen — die der Satz von *Kopp* und *Robitzsch* lieferte — und den ferner notwendigen Änderungen des Zustandes Z (V, U) als hinreichende Bedingung der Temperaturfall als solcher hinzugefügt worden, so kann man nun bei Typ B den Erwärmungsprozeß in der Höhe allein aus den eben besprochenen Wind- und Feuchtigkeitsänderungen mit Sicherheit auf absteigende Luftbewegung zurückführen. Und zwar handelt es sich nach dem Obigen bei Typ B_1 zweifellos um passives, bei Typ B_2 hingegen um aktives, föhnartiges Absinken der warmen Luft.

Ob und in welcher Höhe sich in beiden Fällen Gleitflächen diesbezüglichen Charakters in der Warmluft ausbilden, kann hier nicht

untersucht werden, da der Nachweis solcher Gleitflächen besondere Spezialarbeit erforderlich macht. Im Einzelfall wird sie nachgewiesen; Fall vom Typus B_1.

Aus der im Durchschnitt geringeren Erwärmung und dementsprechend nur unwesentlichen Austrocknung in der Höhe, trotzdem aber niedrigen relativen Feuchtigkeit bei Typ B_1 wird ersichtlich, daß die Absinkbewegung (bzw. Advektion trocken-warmer Luft) schon v o r dem Termin I, und d a am wirksamsten stattgefunden haben muß. Bezüglich Typ B_2 gewinnt entsprechend der stärkeren Erwärmung und intensiven Austrocknung das föhnartige Absinken der Luft (innerhalb der starken südwestlichen Höhenströmung) in der Hauptsache erst n a c h dem Term. I, also in größerer Nähe der anziehenden Kaltfront, an Bedeutung.

Zu den Temperaturänderungen bei dem zusammengefaßten Typus B (s. Tab. 5 S. 24) ist noch folgendes zu bemerken: Die intensive mittlere Erwärmung im präfrontalen Stadium I-II am Boden ($dt_{0.12} = 6.5$) ist im wesentlichen ein Zufallsergebnis, weil die Term. I und II größtenteils Morgen- (Vormittags-) bzw. Nachmittags- (Abend-) Aufstiege darstellen und derart miteinander korrespondieren, daß das zwischen ihnen liegende Zeitintervall zum größten Teil vom aufsteigenden Ast der täglichen Erwärmung ausgefüllt ist. Diese im wesentlichen durch Einstrahlung (Bodenerhitzung) hervorgerufene Erwärmung der bodennächsten Schichten setzt sich durch Konvektion auch in die Höhe hinauf in abnehmendem Grade fort, doch hat die Erwärmung in beispielsweise H, die ja einer Abnahme der relativen Feuchtigkeit koordiniert ist, mit jener Erwärmung am Boden d i r e k t nichts zu tun. Auf mittelbare Zusammenhänge dieser Prozesse kann hier nicht näher eingegangen werden.

Die Größe $\triangle \theta$ in Tab. 4 hat keine praktische Bedeutung für die Verifizierung der zwischen den präfrontalen Terminen vor sich gegangenen vertikalen Luftverschiebungen, nachdem es als sicher gilt, daß die trocken-warme Luft in H aus Höhen $> H$ stammt. Ihr hoher positiver Wert zeigt aber immerhin, daß die Warmluft, namentlich zum Term. II, keineswegs durchgehend von h bis H stabil geschichtet sein kann. Daß dennoch keine vertikalen Massenverlagerungen (präfrontale Wärmegewitter) bis Term. II eintreten, hat seinen Grund darin, daß sich die labile Temperaturschichtung in der Hauptsache auf eine nicht bis zur Höhe des Kondensationsniveaus reichende Unterschicht erstreckt. — Im Typus A hingegen ist, wie hier zu bemerken ist, eine Zone mehr oder minder hoher Feuchtlabilität in der Höhe eingelagert. Sie kommt zustande durch die präfrontale Abkühlung, bildet also den Übergang zwischen der ungestörten und der frontal gehobenen, abgekühlten Warmluft, die sich über die erstere schiebt.

Eine umfassende, quantitative Untersuchung dieser Erscheinung hat nur bei kritischer Sondierung des Materials Aussicht auf reelle Ergebnisse. Aerologisch-synoptische Behandlung von Fällen mit sehr zuverlässigem Material wird dann auch unschwer den Zusammenhang zwischen jener advektiv bedingten, feucht-labilen Zone und den präfrontalen Instabilitätserscheinungen vor allem den präfrontalen örtlichen Gewittern klären [15]).

Der postfrontale Zustand im Typ B (Tab. 4, Term. III) unterscheidet sich nun wiederum kennzeichnenderweise recht wenig von demjenigen im Typ A und der Gruppe 4 in Tab. 1 (nur die Größe $\Delta\,\theta$ ist, absolut genommen, kleiner im Typ B, wofür kurzerhand keine Erklärung gegeben werden kann). Auch im Typ B gilt also, daß die präfrontalen Vorgänge keinesfalls in erster Linie durch den Aufbau und Bewegungszustand der Kaltluftmassen an sich bedingt sind.

Im Gegensatz dazu sind nun aber die präfrontalen primären Druckänderungen (vgl. Tab. 5) von denen im Typ A durchaus verschieden. Und zwar treten sie ganz zurück. Es macht sich jedenfalls bis Term. II kein primärer Druckfall bemerkbar, was sich am deutlichsten darin zeigt, daß trotz Erwärmung der Luftsäule bis 3 km um 3,5° der Luftdruck um rund 1 mm weniger als er im Typ A bei der Abkühlung derselben Schichten um 0,7° fällt. Diese Tatsache ist beweiskräftiger für die Existenz eines primären Fallgebietes dort bzw. das Fehlen eines solchen hier — während des Zeitraums I—II — als etwa die scheinbar beweiskräftige, daß dort der Druck in der Höhe stark fällt, hier aber fast konstant bleibt. — Tab. 6 (die Temperatur- und Druckänderungen I—II) zeigt schließlich, daß in dieser Hinsicht Typ B_1 und Typ B_2 miteinander übereinstimmen.

Den vollständigen qualitativen Beweis für das Fehlen primären Druckfalls im Stadium I—II bei Typ B zu erbringen, ist nicht möglich, da aus größeren Höhen zu wenig Temperaturänderungswerte vorliegen, mit Hilfe deren man gleichzeitige Erwärmung bis zur Tropopause bekäme. Eine solche würde übrigens, wenn sie meßbar große Werte ergäbe, auf primären Druckanstieg schließen lassen. Im Einzelfall ist er unter Umständen nachweisbar. Es erübrigt sich, hierauf näher einzugehen. Die beiden in Tab. 5 aufgenommenen Fälle, wo größere Höhen als 3 km miteinander verglichen werden können, zeigen Abnahme der Erwärmung mit der Höhe, was unter den hier zu machenden Voraussetzungen (nichtadiabatische Temperaturabnahme mit der Höhe auch vor der Vertikalbewegung) die Theorie der Absink- und Schrumpfbewegung auch fordert.

15) Nach anderen Gesichtspunkten ist dies von Scherhag (14) unternommen worden.

D. Zusammenhang mit dem Schema der zusammengesetzten Depression v. Fickers und den Wettertypen Muegges.

Um die hier aufgestellten Typen in Beziehung zu dem Schema der zusammengesetzten Zyklone *v. Fickers* zu setzen, seien zunächst noch die Temperatur- und Druckänderungen zwischen den Term. II und III, d. h. also die frontalen Änderungen zusammengestellt (Tab. 7).

Zur Tab. 7: Mittelwerte für Temperaturänderungen über 3 km bleiben ganz fort, es liegen zu wenig Einzelfälle vor. Von gesonderter Tabellierung der Untertypen B_1 und B_2 wird abgesehen, da sie nur mit gleichzeitiger Tabellierung der zugehörigen frontalen Windänderungen bzw. der Windwerte am Term. III Sinn hätte. Soweit sich überblicken läßt, bestehen zwischen Typ B_1 und Typ B_2 auch bezüglich der frontalen Veränderungen des Druckes keine prinzipiellen Unterschiede hinsichtlich der Zusammenkopplung von primärem und sekundärem (hohem und niedrigem) Beitrag.

Tabelle 7.

Die frontalen Temperatur- und Druckänderungen (Term. II—III) (Typus A und B).

h bzw. s	0.12	1.5	2.0	2.5	3.0	0.1—3.0	$\Sigma(>3.0)$	
dt_A	—	— 6.8	— 6.1	— 5.8	— 4.2	— 6.3 (— 6.5)	—	°C
dt_B	—	— 9.5	— 8.8	— 7.3	— 6.7	— 9.0 (— 9.2)	—	°C
db_A	+ 3.5	—	—	—	— 1.5			mm Hg
db_{dts_A} . . .						+ 6.1	— 2.6	mm Hg
db_B	+ 2.2	—	—	—	— 4.4			mm Hg
db_{dts_B} . . .						+ 8.1	— 6.1	mm Hg

Bei Typ B findet primärer Druckfall gleichzeitig mit der troposphärischen Abkühlung durch den Hauptkälteeinbruch statt oder setzt jedenfalls erst unmittelbar vor diesem ein (nach Term. II); denn obgleich die Abkühlung sich in vollem Umfang gerade erst zwischen Term. II und III geltend macht und daher, sowie aus anderen Gründen (s. S. 27 über die Tageszeit der Termine II usw.) stärker ausfällt, wird doch geringerer Druckanstieg am Boden registriert als bei Typ A (+ 2,2 bzw. + 3,5 mm im Mittel). Der Beitrag der Temperaturänderungen oberhalb 3 km an der Bodendruckänderung [16]) beträgt hier — 2,6 mm, bei Typ B hingegen — 6,1 mm.

16) Vgl. die Bemerkung auf S. 22.

Der Sitz dieser negativen Druckänderungen kann — im Durchschnitt — nicht in Schichten zwischen 3 km und der Tropopause angenommen werden, weil mit dem Kälteeinbruch im allgemeinen auch die abgehobene Warmluft nicht ganz zu vernachlässigende Abkühlung verursacht, abgesehen davon, daß auch, zum Teil wenigstens, die Kaltluftkörper bereits höher als 3 km angeschwollen sind. Ersteres wird in erhöhtem Maß gerade im Typ B der Fall sein, wo bis Term. II ja noch keine Abkühlung festgestellt wird und der Temperaturfall demgemäß bis Term. III, wie die Tab. 7 beweist, durchgehend größer ist als in Typ A.

Für den T y p A ist also kennzeichnend, daß primärer Druckfall zu einem beträchtlichen Teil präfrontal stattfindet, in geringerem, aber natürlich durchaus wirksamem Grade postfrontal. Daß diese Kopplung der primären und troposphärischen (sekundären) Hauptdruckwellen, nämlich die relativ geringe Phasenverschiebung beider gegeneinander — die primäre oder hohe Welle folgt der niedrigen um einen Bruchteil von π nach —, s t e u e r n d auf die troposphärischen Prozesse einwirkt, beweisen am deutlichsten vielleicht die gleichzeitigen Windverhältnisse. Was insbesondere die präfrontalen Vorgänge im Warmluftkörper betrifft, so sind sie, wie wir gesehen hatten, erst die Vorbedingung für die „Fernwirkung" der Kaltfronten, d. h. also für die Advektion der abgekühlten Luft in der Höhe. Und so und nicht anders ist auch der sachliche Zusammenhang zwischen dem primären Fallgebiet und der präfrontalen Abkühlung zu verstehen. Nicht also in dem Sinn, daß die Abkühlung durch den Druckfall selbst bewirkt würde, also rein adiabatisch (oder pseudoadiabatisch) ohne Mitwirkung der Advektion; dazu sind die Beträge der Abkühlung im Mittel viel zu groß, jedenfalls bezüglich der unteren und mittleren Troposphäre. In höchsten Troposphärenschichten werden allerdings adiabatische Abkühlung und Advektion in anderer Weise ineinandergreifen.

T y p B zeigt keine präfrontale Abkühlung und demgemäß ist auch primärer Druckfall im präfrontalen Stadium nicht nachweisbar, der die Abkühlung mittelbar erzeugen würde. — Im Untertyp B_1 kommt in den Windverhältnissen wiederum deutlich zum Ausdruck, daß mit dem primären Druckfall vor der Front auch die Steuerung der troposphärischen Warmluftmassen fehlt. — Anders verhält es sich mit Untertyp B_2. Der Bewegungszustand vor und nach erfolgter präfrontaler Erwärmung, also an den Term. I bzw. II, hat viel Ähnlichkeit mit dem zu den gleichen Terminen vorhandenen im Typ A. An einem Einzelfall (II, C) wird gezeigt werden, daß der starke Wind in der Höhe mit Vertiefung des zyklonalen Systems zusammenhängt, welcher Vorgang erst seinerseits

als Effekt starker negativer Phasenverschiebung der hohen gegen die niedrige Druckwelle zu betrachten ist. Letztere ist, was die Tab. 7 ergab (s. S. 29 unten), überhaupt kennzeichnend für Typ B; adäquat hierzu ist in Typ A die relativ geringe Phasenverschiebung [17]).

Die im vorhergehenden ausgeführte und im folgenden zugrunde gelegte, als qualitativ zu wertende Analyse der komplexen Bodendruckänderungen ist trotz des Nichtzusammenfallens von Term. II und Frontpassage und der sich daraus ergebenden spezifischen Bedeutung der Druckänderungen im Stadium II—III zulässig. Denn die Absolutbeträge der Druckänderungen $db_{0.12}$ und $db_{3.0}$ haben keine Einwirkung auf die qualitative Unterscheidung von primärem und sekundärem Anteil, sofern nur, wie dies der Fall, die Größe $dt_{0.12-3.0}$ ihrem Betrage nach, und die Größe $dt_{3.0\,-\,\text{Tropopause}}$ wenigstens ihrem Vorzeichen nach bekannt ist.

Wie weit die Temperatur- und Druckänderungen in den Stadien I—II und II—III bezüglich beider Typen mit denen der Stadien b und c des Schemas einer zusammengesetzten Depression nach *v. Ficker* (5) übereinstimmen bzw. von ihnen abweichen, kann nunmehr aufgezeigt werden.

v. Ficker geht bei der Aufstellung des erwähnten Schemas von den Temperaturänderungen aus, die den Vorübergang starker Steig- und Fallgebiete des Druckes ($\triangle p \geqq 5$ mm) begleiten. Die letzteren sind gewöhnlich von Antizyklonen und Zyklonen begleitet, und daher sind die jeweiligen Beziehungen zwischen sekundärer und primärer Druckschwankung zugleich charakteristisch für die verschiedenen Stadien einer vorüberziehenden Zyklone und Antizyklone.

In der vorliegenden Arbeit wurde, was die Steig- und Fallgebiete betrifft, umgekehrt von den Temperaturänderungen vor bzw. infolge des Kälteeinbruchs ausgegangen. Aus diesem Anlaß und auf Grund der spezifischen Bedeutung der Druckänderungen Term. II bis III (vgl. oben) ist es nicht angängig, die statistischen Mittelwerte *v. Fickers* mit den hier errechneten Mittelwerten der Druckänderungen ihrem absoluten Betrage nach zu vergleichen, sondern vielmehr die Quotienten Druckänderung an der oberen / Druckänderung an der unteren Grenze der Luftsäule, db_H / db_o. Die beiden Luftsäulen haben verschiedene Höhe. Die Höhendifferenz Lindenberg — 3000 m beträgt 2880 m, diejenige

17) Als niedrige Druckwelle wird, um die Sache nicht zu kompliziert zu machen, allein die durch die troposphärischen, rein advektiven Temperaturänderungen (Kälte- und Wärmewelle) bewirkte Druckwelle bezeichnet.

München — Zugspitze nur 2450 m. Das ist ein Unterschied von 430 m = 15% der Höhendifferenz Lindenberg — 3000 m. Da es nur auf eine qualitative Übereinstimmung ankommt, spielt diese Differenz von 15% keine Rolle. — Tab. 8 enthält den Vergleich der eben erörterten Größe zwischen den Stadien I—II und b, bzw. II bis III und c, für beide Typen, A und B. Die Änderungen der Mitteltemperatur, die Größe dt_{o-H} sind mit angegeben. Verhältniszahlen lassen sich für sie naturgemäß nicht bilden.

Tabelle 8.

Zusammenhang mit dem Schema der zusammengesetzten Depression.

Art / Stadium	Typus A I—II	Typus B I—II	Zus.-ges. Depr. b	Typus A II—III	Typus B II—III	Zus.-ges. Depr. c
db_H/db_o . . .	+ 0.75	+ 0.06	+ 0.96	— 0.43	— 2.00	— 0.44
dt_{o-H}	— 0.7	+ 3.0	— 2.3	— 6.3	— 9.0	— 7.8

Der Vergleich der Quotienten db_H/db_o ist, wie man sieht, recht aufschlußreich. Bei Typ A stimmen die Stadien I—II und II—III mit den Stadien b und c der zusammengesetzten Zyklone relativ gut, bei Typ B gar nicht überein. Der Vergleich der Größen dt_{o-H} ergibt, daß bez. der präfrontalen Stadien (I—II bzw. b) Übereinstimmung wiederum nur zwischen Typ A und der zusammengesetzten Depression herrscht, was natürlich in kausalem Zusammenhang mit der Übereinstimmung der obigen Quotienten steht. Was die Stadien II—III bzw. c anbetrifft, so repräsentieren die, nur numerisch variierenden, Werte von dt_{o-H} für alle drei Typen den Temperatureffekt des Luftkörperwechsels (K ä l t e e i n b r u c h). Die Beziehung zwischen primärer und sekundärer Druckänderung, die ja der Quotient db_H/db_o zum Ausdruck bringt, weicht aber trotzdem bei Typ B auch in diesem Stadium (Kälteeinbruch) von der für Typ A und die zusammengesetzte Depression in etwa gleicher Weise gültigen Beziehung ab. Wenn zwar auch bei letzteren die primären mit den sekundären Druckänderungen nicht gleichsinnig verlaufen — negatives Vorzeichen des Quotienten db_H/db_o[18]) —, so wird doch bei Typ B im Stadium des Kälteeinbruchs der aus primärer und sekundärer Druckänderung zusammengesetzte komplexe Verlauf des Bodendrucks in viel stärkerem Maß vom primä-

18) Hierin prägt sich ja die negative Phasenverschiebung zwischen primärer und sekundärer (hoher und niedriger) Druckwelle aus, welche v. F i c k e r erstmalig klar nachgewiesen hat.

ren Druckgang bestimmt (hoher negativer Wert jenes Quotienten bei gleichzeitig großem dt_{0-H}). Die Phasenverschiebung zwischen primärer und sekundärer Druckwelle ist also in Typ B übernormal.

Typ B begreift folglich, weil bei ihm das zyklonale Stadium b fehlt oder auch sehr verkürzt ist, solche hohen Depressionen, auf deren Vorderseite oder gleichzeitig mit ihnen in der Troposphäre ein Kälteeinbruch erfolgt. Unter Umständen sind daher Warmsektor der Zyklone und Rückseite der Antizyklone identisch, wenn nämlich die betreffende Warm- und Kaltmasse zum Luftkörpersystem dieser Druckgebilde primär zuzurechnen sind; meistenteils wird es sich dabei um okkludierte Zyklonen handeln. In „wetterwirksamen" Schichten oberhalb des Cu-Niveaus hält eine für die Rückseite der Antizyklone charakteristische Sinkbewegung der Luft bis in die unmittelbare Nähe des Einbruchs der kalten Luft an.

Im Einzelfall mag auch eine modifizierte Erscheinung an die Stelle dieser treten; immer aber handelt es sich darum, daß der Abkühlungsprozeß der Warmluft auf das eigentliche Frontgebiet (Kaltfront oder Okklusion) beschränkt bleibt, so daß durch feucht-labile Schichtung hervorgerufene Umlagerungen in der warmen Luft, die ihren Ausgang von der Höhe nehmen, präfrontal unwahrscheinlich sind und auch nicht beobachtet werden. Allerdings ist hierbei Ziffer 5 der Einschränkungen des Materials zu beachten, wonach nicht alle Fälle gleichmäßig erfaßt werden können.

Es ist jedoch nicht angebracht, aus dem Typus B präfrontaler und frontaler Temperatur- und Druckänderungen ein Schema für sie, analog dem von *v. Ficker* entworfenen, abzuleiten; denn letzten Endes stellt Typ B die Ausnahmefälle [19]) der wärmeren Jahreszeit dar, und es bleibt dahingestellt, bis zu welchem Grade hierbei die übergeordneten Vorgänge eine Rolle spielen, die, mitunter auch als „Steuerungs-Mechanismus" bezeichnet, den Übergang von einem zum anderen „Wettertypus" nach *Muegge* (8) bewirken. Vieles deutet darauf hin, daß Typ A dem „polaren Wettertypus" angehört, Typ B (insbesondere B_1) aber dem „subtropischen Wettertypus". — Die ziemlich regelmäßig auftretenden großen Windstärken in der Höhe (in der Warm- und der Kaltluft), die häufige Erhaltung von Restschichten kalter Luft polarer Herkunft in der untersten Troposphäre bis zum Term. I und darüber hinaus — vgl. Tab. 2: beachtlich hoher Mittelwert einer negativen Differenz $\triangle\theta$ am Term. I — weiterhin: die Zu-

19) Diese Ausnahmefälle sind es aber immerhin, die den Hauptanteil am mittleren Wert der Phasenverschiebung liefern, den v. Ficker bei der Gesamtbearbeitung erhält.

nahme der Windgeschwindigkeit mit der Höhe oberhalb der Bodenreibungsschicht u. a. m. —, das alles sind Anzeichen eines rascheren Wettertempos im Typ A, welches auch für den polaren Wettertyp kennzeichnend ist. In ähnlicher Weise ordnen sich die Fälle vom Typ B_1 zwanglos dem subtropischen Wettertyp unter.

Was Typ B_2 anbetrifft, so gehört er wohl eher dem polaren als dem subtropischen Wettertyp an; denn in ihm ist eine der für den Polartyp nach *Muegge* charakteristischen aerologischen Erscheinungen gut ausgeprägt: das aktive Abgleiten der Warmluft auf der Vorderseite des Kaltluftkörpers, also das „Überholen" der Kaltluft durch die Warmluft, bei welchem Vorgang es nur auf relativ schmalen Gebieten zu passiver Hebung der Warmluft infolge temporärer Beschleunigungen der Kaltluft kommt [20]).

Daß bei Typ A, der hinsichtlich der horizontalen Druckverteilung (siehe weiter unten) mit dem Polartyp allein übereinstimmt, aktives Abgleiten der Warmluft an der Vorderseite des Kaltluftkörpers [21]) nur von untergeordneter, die präfrontale Advektion kälterer und feuchter Luft aber von hervorragender Bedeutung ist, steht in Widerspruch zu den Annahmen *Muegges*. Dies hängt sicher mit der von *Muegge* nicht berücksichtigten stärkeren Konvergenz der Strömungslinien [22]) in der untersten Troposphäre längs der Frontalzone zusammen (vgl. die Windwerte an den Term. II und III in Tab. 2). Dies allerdings macht die physikalisch nicht leicht zu verifizierende Annahme erforderlich, daß die an der Front unter relativ spitzem Winkel gegen sie in den untersten Schichten einströmenden und aufsteigenden Luftmassen ihre Trägheit in 1 bis 2, höchstens 3 km Höhe mehr oder weniger eingebüßt haben und mit der allgemeinen westlicheren, mehr den Isobaren folgenden Strömung in diesen Höhen, mitgerissen werden.

Die Durchsicht der Wetterkarten bestätigt den Zusammenhang mit den *Mueggeschen* Wettertypen insofern, als bei Typ A die Kälteeinbrüche sich vornehmlich bei dem Vorübergang einer, von serienweise sich folgenden Zyklonen (bzw. Druckwellenstörungen) vollziehen, wobei sich als mittlere Druckverteilung, über die ganze Periode der polaren Wettertypus erstreckt, über dem nördlichen

---

20) Vgl. auch Scherhag (13, S. 32).

21) Nachweisbar z. B. an freien Inversionen, in größeren Höhen innerhalb der abgehobenen Warmluft. Vgl. Stueve (16).

22) Neben der Stromlinienkonvergenz, welche die aufsteigende Luftbewegung in der Hauptsache an den Fronten bewirkt, ist auch die Geschwindigkeitskonvergenz im frontenfreien Raum nicht zu vernachlässigen. Hierauf wird gelegentlich der Erörterung des Einzelfalles vom Typ A (II A) eingegangen.

und mittleren Europa mehr oder weniger zonalen Isobarenverlauf, Abnahme des Bodendrucks in meridionaler Richtung gegen den Pol hin ergibt. Das meridionale obere Druckgefälle, das im Verein mit dem meridionalen Temperaturgefälle der oberen Troposphäre die Rinne tiefen Druckes über der gemäßigten Zone erzeugt, ist unter diesen Umständen als verstärkt zu betrachten und prägt der mittleren Druckverteilung seinen Stempel auf. — Bei Typ B, insbesondere B_1, sind durchaus entgegengesetzte Merkmale zu erkennen: meridionale Isobarenanordnung, insbesondere im ausgedehnten Schönwettergebiet vor der Kaltfront u. a. m. Diese Verhältnisse scheinen mit dem Kaltlufteinbruch häufig grundlegend geändert zu werden, da bis zum Term. III starke Winde auch in der Höhe vorkommen, wobei dem frontal einsetzenden primären Druckfall (bzw. der zeitlichen Änderung der Phasenverschiebung zwischen niedriger und hoher Druckwelle) die Steuerung der troposphärischen Luftmassen in erster Linie zuzuschreiben ist. Es ist hier aber nicht der Ort, auf diese übergeordneten Vorgänge selbst näher einzugehen, es sollte nur der Zusammenhang als solcher angedeutet werden.

II. Darstellung an Einzelfällen.

Im Einzelfall treten die im Teil I aus den Tab. 2 bis 8 gefundenen Beziehungen der präfrontalen Vorgänge zur Art des Auftretens der betreffenden Kaltfronten nicht immer ganz klar zutage. Andererseits können die „typischen" Beziehungen und Vorgänge im Einzelfall aber gerade noch ausgeprägter als im Mittelwertsbild sein. Schließlich kommen im Einzelfall auch Erscheinungen zum Ausdruck, die im Mittelwertsbild ganz verwischt sind.

Diese Erwägungen lassen es ratsam erscheinen, für jeden der drei Typen A, B_1 und B_2 charakteristische Fälle herauszusuchen und sie ausführlich zu diskutieren. Über Inhalt und Ergebnisse dieser an Hand umfangreichen Materials sowie zahlreicher graphischer Darstellungen und Karten im Manuskript niedergelegten Untersuchungen sei im folgenden berichtet:

A. Der Kälteeinbruch vom 7. März 1921.

Die Lindenberger aerologischen Sondierungen und Registrierungen der Bodenwerte, mit den Angaben des Witterungsjournals, sowie die Analyse der synoptischen Wetterkarten, für den Zeitraum vom 5. bis 7. März 1921 ermöglichen eine hinreichend genaue Rekonstruktion der Vorgänge in der freien Atmosphäre über Lindenberg, insbesondere aber die Trennung der unmittelbar frontologischen (durch Warm- und Kaltfronten bedingten) von den durch die Verlagerung der Fronten mittelbar bewirkten Zustandsänderungen in der Vertikalen. Neben den im allgemeinen Teil unter Typ A erfaßten Feststellungen werden folgende Einzelheiten zum Gegenstand besonderer Untersuchungen gemacht:

1. Das Auftreten einer 200 m mächtigen Zone mit abnorm hoher vertikaler Instabilität (vertikaler Temperaturgradient 1,9°/100 m) in ca. 1500 m Höhe, welche im Zusammenhang mit dem präfrontalen Temperaturfall steht. Zur Erklärung jener Erscheinung vgl. auch S. 15 oben sowie I, C_3, S. 27 unten. — Feststellung einer gleich abnormen Instabilitätszone in größerer Höhe (3000 m) und am entsprechenden präfrontalen Termin auch über Friedrichshafen, welcher Befund an sich berechtigte Zweifel an der Realität des in Frage stehenden Materials behebt.

2. Berechnung von Zeit und Ort möglicher frontaler Hebung der später den präfrontalen Temperaturfall verursachenden Luftmasse mittels schematischer Rekonstruktion der Bahn der letzteren — an Hand von Höhenwindwerten zahlreicher europäischer Stationen —: Übereinstimmung von Ausgangswert (vor der Hebung) der äquivalentpotentiellen Temperatur jener Luftmasse und Endwert (nach der Hebung, über Lindenberg beobachtet).

3. Qualitative Analyse des komplexen Verlaufs des Luftdrucks in Lindenberg vom 5. bis 7. März.

B. Der Kälteeinbruch vom 20. Juni 1930.

Es ist dies ein Fall vom Typ B_1. Er stellt die präfrontalen bzw. frontalen Vorgänge an einer Okklusion dar. Das Lindenberger aerologische und sonstige Material liefert über die für den Typ B_1 im allgemeinen Teil gefundenen Beziehungen hinaus nicht besondere, erwähnenswerte Ergebnisse.

C. Der Kälteeinbruch vom 6. Juli 1922.

Die präfrontalen und frontalen Vorgänge sind in diesem Beispiel für Typ B_2 recht kompliziert. An umfangreichen Lindenberger und weiterem, westeuropäischem aerologischen und an sonstigem Material gelingt es aber wiederum, nicht nur eine hinreichend genaue Luftkörperanalyse durchzuführen, sondern auch wie im Fall II, A für die innerhalb und an den Fronten der Luftkörper stattfindenden Vorgänge — soweit sie sich in den aerologischen Sondierungen und den Bodenregistrierungen widerspiegeln — ziemlich stichhaltige Erklärungen anzugeben.

Hervorgehoben zu werden verdient folgendes: Während im Beispiel II, A die voraufgehende Warmfront hinsichtlich der mit dem Näherrücken der folgenden Kaltfront auftretenden Veränderungen in der freien Atmosphäre über Lindenberg keine besondere Rolle spielt, ist dies aber hier der Fall. Es werden nämlich in einigem Abstand vor dem Einbruch der Kaltluftmassen Temperatur-, Feuchtigkeits- und Windverhältnisse über Lindenberg angetroffen, die an sich ebensogut auf Advektion von an der Kaltfront gehobener Warmluft schließen lassen, d. h. also unter dem Typ A begriffene Verhältnisse. Die genauere Untersuchung des Materials zeigt nun aber, daß diese Verhältnisse durch Vorgänge an der Warmfront geschaffen werden und mit einer Fernwirkung der Kaltfront nichts zu tun haben, eine solche vielmehr nur vortäuschen. Vor der Kalt-

front treten dann ferner, unter der Wirkung der sich vertiefenden, zu dem Gesamtfrontensystem gehörigen Zyklone, bis zum letzten Aufstiegstermin kurz vor der Kaltfrontpassage die im Teil I für Typ B_2 gefundenen charakteristischen Veränderungen (im Subtropikluftsektor) auf. Unter ihrer Einwirkung kommt es zur Ausbildung außerordentlich hoher Wärmegrade auch am Boden und damit zu einem um so stärkeren Temperatursturz bei dem Einbruch der kalten Luftmassen.

Zusammenfassung.

Aus nach tunlichst allgemeinen Gesichtspunkten zusammengestelltem Lindenberger aerologischem Material (1919—31) wird der präfrontale Zustand der unteren und mittleren Troposphäre vor Kälteeinbrüchen aus dem Nordwest- und Südwestquadranten untersucht. Das Zahlenmaterial wird dabei von vornherein so verarbeitet, daß aus der Zusammenfassung von Zustandsbefunden nach Gruppen oder Stadien festgestellt werden kann, ob eine Fernwirkung der frontalen Vorgänge vorliegt oder nicht.

Es lassen sich zwei Haupttypen A und B unterscheiden. Im Typ A ist die präfrontale Abkühlung charakteristisch, die bis zum letzten präfrontalen Termin im Warmluftkörper in der mittleren Troposphäre beobachtet wird. Sie entsteht dadurch, daß — die im Jahre 1922 von *v. Ficker* gemachte Annahme bestätigend — die an der Kaltfront aufsteigende, sich dabei adiabatisch abkühlende Luft der untersten Troposphärenschichten mit der rascheren westlichen Höhenströmung der Front vorauseilt, wo sie in der Höhe in den meisten Fällen bereits ebenfalls zyklonal strömende Warmluftmassen verdrängt. Die letzteren sind entweder in das zyklonale System einbezogene, aber noch trockene Luftmassen der Antizyklonenrückseite, oder auch feuchte, deren Advektion rein zyklonal bedingt und mit dem Auftreten vorangehender Warmfronten verknüpft ist. Aerologisch zeigt sich dies in dem jeweiligen Charakter von Sperrschichten, die, wenn überhaupt vorhanden, im ersteren Fall Abgleitflächen oder freie Inversionen, im zweiten Fall aber Luftkörperdiskontinuitäten im engeren Sinne darstellen. Die präfrontale Abkühlung ist oberhalb von Sperrschichten oder deren Überbleibsel zu beobachten.

Mit der Abkühlung höherer Schichten geht auch primärer Druckfall der Kaltfront voraus. Es zeigt sich, daß im Typ A die negative Phasenverschiebung zwischen primärer (hoher) und sekundärer (niedriger) Druckwelle gering ist, wenn man unter der letzteren nur die durch die Warm- und Kaltluftkörper an sich verursachten Druckänderungen versteht.

Im Typ B werden die Fälle ohne präfrontale Abkühlung zusammengestellt. Im allgemeinen ist für sie präfrontale Erwärmung zu konstatieren. Dabei wird unterschieden zwischen Erwärmung durch passives Absinken von Luftmassen höherer potentieller Temperatur aus der Höhe und Erwärmung durch föhn-

artiges (aktives) Absinken solcher Luft. Im letzteren Fall werden warme, im allgemeinen mäßig feuchte, im ersteren Fall antizyklonal trockene durch noch wärmere und trockenere Luftmassen ersetzt. Dieser und andere, aus der Änderung der Strömungsverhältnisse sich ergebende Unterschiede machen die Unterscheidung zwischen Typ B_1 und Typ B_2 notwendig. Ihnen liegen charakteristische Verhältnisse zugrunde, die im Typ B z. T. durch die Zusammenfassung verwischt werden.

Dieser zusammengefaßte Typ B weist aber ein bestimmtes Merkmal auf, durch das er sich weiterhin vom Typ A unterscheidet. Im Gegensatz zu diesem überlagert sich hier dem Kaltlufteinbruch der Hauptanteil primären Druckfalls. Die negative Phasenverschiebung zwischen hoher und niedriger Druckwelle ist bedeutend größer als im Typ A.

Anschließend werden am Ende des allgemeinen Teils die für die für Typ A und Typ B gewonnenen Druckänderungswerte des präfrontalen und frontalen Stadiums in Beziehung gesetzt zu den von *v. Ficker* errechneten statistischen Mittelwerten, aus welchen sich das Grundschema seiner zusammengesetzten, hohen Depression ergab. Es zeigt sich, daß der — häufiger vorkommende — Typ A mit dieser Depression das Merkmal gemeinsam hat, daß die obenerwähnte Phasenverschiebung zwischen hoher und niedriger Druckwelle sich in den normalen Grenzen bewegt, während der — seltener, namentlich im Sommer vorkommende — Typ B bez. der Zusammenkopplung beider Wellen wegen der extremen Phasenverschiebung derselben, von der zusammengesetzten Depression mehr oder weniger stark abweicht. — Im Typ A werden die troposphärischen Warmluftmassen durch die Primärwelle gesteuert und daher muß auch in der präfrontalen Abkühlung eine mittelbare Wirkung dieser Steuerung erblickt werden. Im Typ B, wo die präfrontale Abkühlung fehlt, ist die Primärwelle verspätet und hieraus ergeben sich präfrontale Strömungsverhältnisse in der Warmluft, die der präfrontalen Abkühlung, d. h. der Advektion frontal gehobener Warmluft ungünstig sind (schwache Winde im Typ B_1, föhnige Winde im Typ B_2).

Eng anknüpfend an das Vorhergehende werden Betrachtungen über einen Zusammenhang zwischen den hier aufgestellten und den Mueggeschen „Wettertypen“ ausgeführt. Trotz gewisser Widersprüche ist Typ A dem „Polarwettertyp“ und Typ B_1 dem „Subtropischen Wettertyp“ unterzuordnen. Typ B_2 schließlich stellt etwa den Übergang zwischen diesen beiden dar.

Literaturverzeichnis.

1. A. Defant, Über die Windverhältnisse in kalten und warmen Luftsäulen und weitere Folgerungen über das Wesen dieser Gebilde. Beitr. Phys. fr. Atm. Bd. V (1913) S. 161.
2. H. Ertel, Der Einfluß der Stratosphäre auf die Dynamik des Wetters (Referat über die Beziehungen zwischen stratosphärischem und troposphärischem Geschehen). Sonderdruck Met.Z. Heft 12 (1931), (Met.Z. S. 449).
3. H. v. Ficker, Kälteeinbrüche über Lindenberg (mit Bemerkungen über die Konstitution der Depressionen). Met.Z. Bd. XXXIX (1922) S. 65.
4. H. v. Ficker, Über die Entstehung lokaler Wärmegewitter (Die Vorgänge in der freien Atmosphäre über Lindenberg am 2. und 3. Juli 1914). Sonderausgabe aus den Sitzungsber. der Preuß. Akad. d. Wiss., Phys.-Math. Klasse, 1932, XVI, Berlin 1932.
5. H. v. Ficker, Beziehungen zwischen den Änderungen des Luftdruckes und der Temperatur in den unteren Schichten der Troposphäre (Zusammensetzung der Depressionen). Wiener Sitzungber. 8 S. 763 (1920).
6. W. Kopp, Über die potentielle Temperatur der Hauptinversionen. Met.Z. Bd. XXXVIII S. 471 (1926).
7. M. Margules, Über die Änderung des vertikalen Temperaturgefälles durch Zusammendrückung oder Ausbreitung einer Luftmasse. Met.Z. Bd. XXIII S. 241 (1906).
8. R. Muegge, Synoptische Betrachtungen. Met.Z. Bd. XLVIII S. 2 (1931).
9. E. Palmén, Synoptisch-aerologische Untersuchungen eines Kälteeinbruches. Gerlands Beitr. Bd. XXXII, Köppen-Bd. I S. 158 (1931).
10. M. Robitzsch, Die Verwertung der durch aerologische Versuche gewonnenen Feuchtigkeitsdaten zur Diagnose der jeweiligen atmosphärischen Zustände. Arbeiten des Preuß. Aeronaut. Obs. Lindenberg, Beobachtungen und wissenschaftliche Abhandlungen XVI C S. 1, zitiert S. 21 (1930).
11. C. G. Rossby, Zustandsänderungen in atmosphärischen Luftsäulen. Beitr. Phys. fr. Atm. Bd. XIII S. 163 (1927).
12. C. G. Rossby, Studies in the dynamics of the stratosphere. Ebenda Bd. XIV S. 240 (1928).
13. C. G. Rossby, Geografiska Annaler II S. 180 (1924).
14. R. Scherhag, Über atmosphärische Zustände bei Gewittern (unter besonderer Berücksichtigung der Ostgewitter und mehrtägiger Gewitterperioden). Inaug.-Diss. Berlin 1931 (S. 32—34).
15. K. Schneider, Kaltlufteinbrüche ohne Bödenbildung. Beitr. Phys. fr. Atm. Bd. XVII S. 117 (1931).

16. W. Stueve, Aerologische Untersuchungen zum Zwecke der Wetterdiagnose. Arb. d. Preuß. Aeronaut. Obs., Beobachtungen und wissenschaftl. Abhandlungen XIV. Bd. S. 104 (1922).
17. W. Stueve, Thermozyklogenese. Beitr. Phys. fr. Atm. Bd. XIII S. 23 (1927).
18. W. Stueve, Wolken und Gleitflächen. Arb. d. Preuß. Aeronaut. Obs., Beobachtungen und Abhandlungen XV. Bd. S. 214 (1926).
19. H. Sverdrup, Ausgedehnte Inversionsschichten in der freien Atmophäre. Spezialarbeiten Geophys. Inst. Leipzig I S. 75 (1914).
20. A. Wegener, Die gleichzeitigen Drachenaufstiege in Berlin und Hald (Jütland). Beitr. Phys. fr. Atm. Bd. I S. 120 (1904/05).
21. P. Zistler, Über primäre und sekundäre Druckwellen. Beitr. Phys. fr. Atm. Bd. XV, Hergesell-Festband S. 69 (1929).

Lebenslauf.

Am 7. Oktober 1909 wurde ich als Sohn des Hauptobservators und Abteilungsvorstehers am Preußischen Aeronautischen Observatorium Prof. Arthur Josef Berson und seiner Ehefrau geb. Bergstrand zu Niederlehme (Kr. Beeskow-Storkow) geboren. Ich bin preußischer Staatsangehörigkeit und katholischer Konfession. Nach im März 1929 am Realgymnasium Berlin-Lichterfelde abgelegter Reifeprüfung ließ ich mich in der Philosophischen Fakultät der Friedrich-Wilhelms-Universität zu Berlin immatrikulieren und habe bis Herbst 1932 Vorlesungen über Meteorologie, Ozeanographie, Geophysik, Physik, Mathematik und Philosophie gehört. Ich praktizierte dann ein Semester in einer größeren Instrumentenfabrik und war später einige Wochen auf dem Meteorologischen Observatorium Brocken, wo ich in Vertretung den Wetterdienst versah und einen Einblick in die Praxis erhielt.

Ich hörte Vorlesungen bei den Herren Professoren Defant, Dessoir, v. Ficker, Hergesell, Hettner, Kähler, Knoch, König, Hch. Maier, Rieffert, Robitzsch, Stumpf, Wehnelt und Wüst, denen ich allen meinen ergebensten Dank ausspreche, in erster Linie meinem hochverehrten Lehrer, Herrn Prof. v. Ficker, auf dessen Anregung ich die vorliegende Dissertation angefertigt habe.